

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : Sciences de la Terre et Univers, Environnement

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

« **Giuliat / NAVAS** »

Thèse dirigée par « **Catherine/RITZ** » et
codirigée par « **Frédérique/REMY** »

préparée au sein du **Laboratoire LGGE**
dans l'**École Doctorale TUE**

Amélioration de la modélisation de la calotte de glace Antarctique à partir de la topographie de la surface

Thèse soutenue publiquement le « **22 novembre 2011** »,
devant le jury composé de :

M. Jean, BRAUN

Professeur UJF, Grenoble, Président

Mme, Sylvie, CHARBIT

Chercheur CEA LSCE/IPSL – Orme des merisiers, Rapporteur

M. Jerome, MONNIER

Professeur à L'INSA - Toulouse, Rapporteur

Mme. Frédérique, REMY

Directrice de recherche CNRS, LEGOS - Toulouse, Membre

Mme. Catherine, RITZ

Directrice de recherche CNRS, LGGE - Grenoble, Membre



Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier aux membres de mon jury pour m'avoir fait l'honneur d'accepter et d'évaluer ce travail, en particulier aux rapporteurs Sylvie Charbit et Jérôme Monnier qui ont accepté de lire mon manuscrit de thèse.

Merci à Catherine Ritz et Frédérique Rémy pour son encadrement dans le domaine de la modélisation et de la caractérisation de la calotte de glace Antarctique. Son aide, ses conseils, sa disponibilité tout au long de ma thèse ont été très précieux, merci aussi pour les relectures et corrections de mon manuscrit, lequel a été un travail très dur du à mon inexpérience sur la langue.

Merci à Fernando Nino, Muriel Llubes, Soiasig Paroity, Thomas flament, Sylvain Biancamana, Fabian Blarel, Assia Belbachir, Ali Nisamani, Florence Coleoni pour la relecture de mon manuscrit et les grosse travail contre mes fautes d'hortographes.

Merci à Michel Sacchettini, Gael Durand, Françoise Roch, Fernando Nino et Guillem Pernot pour son précieuse aide informatique sur la plate-forme du calcule r2d2 et aussi sur autres sujets informatiques.

Merci à mes co-bureau : Martin Menegoz, Hassine Baya, Soiasig Paroity, Anne Lourantouu et Thomas Flamant par ses encouragements.

Merci à Florent Dominée, Cecile Agosta, Manu Barret, Ma Ying, Isabelle Harine, Aurélien Quiquet par son amitié très précieuse, ces encouragements et son aide incoditionnale.

Ce travail a été possible grâce au projet NICE, merci beaucoup Gille

Ramnstein pour ce bel projet et par ton aide, merci aussi à toutes les participantes du projet spécialement à Alex Robinson, Lauren Gregoire, Andreas Born, Jorge Alvarez et Celine Moncourtois.

Merci aux groupes Glacio au LEGOS et le groupe GECO au LGGE par ces réunions, ces commentaires leurs discussions. Merci à tous qui travaillent dans les laboratoires du LEGOS et LGGE par son accueil.

Mil gracias a Juan Pablo por tu gran ayuda, apoyo, amor y compañía, te amo mucho mi vida, este triunfo también es tuyo. Gracias a mi bebé hermoso, Juan Simon por haber llegado a mi vida, una mirada tuya me llena de alegría y amor, este triunfo también es para ti, te amo bebé. Gracias a mi familia, especialmente a mi mamá por su amor incondicional y su apoyo, a mis hermanos Karla y Leonel, a mis sobrinos Erika, Diego y Mathias. Gracias también a mi otra familia, Arminda, Gilberto y Alfredo por su gran apoyo, cariño, amistad, consejos y visitas frecuentes a Francia, este triunfo también es para ustedes.

Gracias a mis tíos(as), primos(as) especialmente a Yanira y a Neyer y a mis abuelas por su amor, amistad y apoyo.

Résumé

La modélisation des calottes polaires est importante pour reconstruire l'état passé des calottes, comprendre l'état présent, et prévoir son évolution dans le contexte du réchauffement climatique et de l'élévation du niveau des mers. Les mécanismes qui interviennent dans la dynamique des calottes de glace et qui dépendent du climat sont nombreux, mais pour l'Antarctique il y a deux mécanismes très importants qui s'opposent : L'augmentation de la température qui est supposée entraîner une augmentation de la précipitation et un épaissement de la calotte, et l'intensification de l'écoulement de la glace qui tend à amincir la calotte.

Pour étudier ces deux mécanismes, nous avons suivi deux approches : caractériser la calotte à partir des observations directes (c.-à-d. topographie de la surface et les vitesses d'écoulement de glace) ou indirectes (c.-à-d. Flux de bilan). Et la modéliser avec GRISLI (GRenoble Ice Shelf and Land Ice), en prenant en considération la dynamique des fleuves de glace et leurs localisations précises, pour mieux comprendre les mécanismes actifs qui interviennent dans la calotte.

Le sujet de la thèse est l'amélioration de la modélisation de la calotte Antarctique à partir des données disponibles. Notamment celles basées sur la première et la deuxième dérivées de la surface (pente et courbures respectivement) pour faire des liens avec le drainage de la glace, et les structures de vitesses de bilan. Ces informations nous ont permis entre autres de développer différentes méthodes pour autoriser les fleuves de glace, qui ensuite ont été introduites dans GRISLI. Nous avons ensuite fait plusieurs études de sensibilité de la calotte sur les localisations des fleuves de glace, les données du flux géothermique et des paramètres qui contrôlent le glissement et la déformation de la glace. Enfin nous avons fait des comparaisons entre les structures observées et modélisées de la calotte, et nous avons vu que le modèle n'est pas loin de reproduire les structures observées.

Resume

Modelling of the polar ice sheets is important to reconstruct its past, understand its current state and predict its evolution in the context of the global warming and rising sea levels. There are numerous mechanisms involved in the dynamics of ice sheets and these are climate-dependent. In particular there are two very important opposing mechanisms: the increase in the temperature which is supposed to lead to increased precipitation and thickening of the ice, and increased melting of the ice, which tends to reduce the mass of the ice sheets.

To study these two mechanisms, we followed two approaches: characterize the ice sheets from direct observations (i.e., surface topography and ice flow velocities) or indirect observations (i.e., flow balance), and model it with GRISLI (Grenoble Ice Shelf and Land Ice), taking into account the dynamics of ice streams and their precise locations, to better understand the active mechanisms involved in the ice sheets.

The subject of this thesis is to improve the modelling of ice sheets from the available data, especially those based on the first and second derivatives of the surface (slope and curvature respectively), and to link with the ice drainage, and velocity structure outcome. This data has allowed us to develop methods to model ice flows, subsequently introduce them into the GRISLI. We then made several sensitivity studies of the ice sheets, to localize ice streams, geothermal data flow and the parameters that control the slip and deformation of the ice. Finally, we compare the observed and modelled structures of the ice sheets, and show that model results are not far from the actual observed structures.

Resumen

Modelar las masas polares es importante para reconstruir su estado pasado, comprender su estado actual y para predecir su evolución en el contexto del recalentamiento global y en la elevación del nivel del mar. Los mecanismos que intervienen en la dinámica de las masas de hielo y que dependen del clima son numerosos, pero para la Antártida existen dos mecanismos muy importantes que se oponen : la aumentación de la temperatura que supone una aumentación en las precipitaciones y un engrosamiento del hielo, y la intensificación del drenaje del hielo, que tiende a reducir la masa de la Antártida.

Para estudiar estos dos mecanismos, hemos seguido dos enfoques : Caracterizar la masa de hielo de la Antártida a partir de observaciones directas (altura de la superficie y velocidades del drenaje del hielo) o indirectas (flujos de equilibrios). Y el otro enfoque es modelar la Antártida à través del modelo de hielo GRISLI (GRenoble Ice Shelf and Land Ice), tomando en cuenta la dinámica de los rios de hielos y sus localizaciones precisas, para mejor entender sus mecanismos activos.

El tema de la tesis consiste en mejorar la modelización de la Antártida a partir de datos disponibles. Notamente aquellos basados en la primera y segunda derivada de la superficie (pendiente y curvas respectivamente) para hacer los enlaces con el drenaje del hielo y con las estructuras de las velocidades de equilibrio. Estas informaciones nos han permitido entre otros, desarrollar diferentes métodos para localizar los rios de hielo, que luego fueron introducidos en GRISLI. También hicimos varios estudios de sensibilidad en la modelización de la Antártida, sobre las localizaciones de los rios de hielo, los datos del flujo géotérmico y los parametros que controlan el deslizamiento y la deformación del hielo. Al final comparamos las estructuras observadas y modeladas y nos dimos cuenta que el modelo GRISLI no está lejos de reproducir las estructuras observadas.

Table des matières

| | |
|--|-----------|
| Introduction | 1 |
| | |
| 1. La calotte de glace Antarctique..... | 7 |
| 1.1 L'Antarctique..... | 7 |
| 1.2 Formation Géologique de l'Antarctique..... | 8 |
| 1.3 Caractéristiques physiques de l'antarctique..... | 9 |
| 1.4 Climat de l'Antarctique..... | 11 |
| 1.5 Plates-formes de glace flottante dans l'Antarctique..... | 12 |
| 1.6 Dynamique de la calotte de glace Antarctique..... | 15 |
| 1.7 Les moyens pour comprendre la calotte de glace Antarctique | 17 |
| 1.7.1 Les données..... | 18 |
| 1.7.1.1 Topographie de la surface Antarctique..... | 18 |
| 1.7.1.2 Épaisseur de glace de la calotte Antarctique..... | 23 |
| 1.7.1.3 Topographie du socle rocheux Antarctique..... | 25 |
| 1.7.1.4 Flux de glace entrants | 27 |
| 1.7.1.5 Flux de glace sortants..... | 29 |
| 1.7.1.6 Le flux géothermique..... | 31 |
| 1.7.2 Les modèles de glace..... | 33 |
| 1.8 Conclusions..... | 34 |
| | |
| 2. Modèles de glace à grande échelle..... | 35 |
| 2.1 Introduction..... | 35 |
| 2.2 Description générale d'un modèle de calotte de glace à grande échelle..... | 38 |
| 2.2.1 Référentiel..... | 38 |
| 2.2.2 Notations..... | 39 |
| 2.2.3 Conservation de la masse..... | 41 |
| 2.2.3.1 Condition d'incompressibilité appliquée à un volume de glace..... | 41 |
| 2.2.3.2 Conservation de la masse appliquée à un volume de glace..... | 42 |
| 2.2.4 Principes fondamentaux de la dynamique (équations de Stokes)..... | 43 |

| | |
|--|-----------|
| 2.2.5 Déformation de la glace..... | 45 |
| 2.2.6 Loi de Glen..... | 47 |
| 2.2.7 Dynamique des écoulements..... | 49 |
| 2.2.7.1 Écoulement de la glace posée :..... | 50 |
| 2.2.7.2 Écoulement rapides :..... | 50 |
| 2.2.7.3 Shallow Ice Approximation (SIA)..... | 51 |
| 2.2.7.3.1 Glissement basal..... | 53 |
| 2.2.7.4 Shallow Shelf Approximation (SSA)..... | 54 |
| 2.2.7.4.1 Frottement basal (dragging)..... | 55 |
| 2.2.8 Thermodynamique de la glace..... | 57 |
| 2.2.8.1 Conditions aux limites..... | 58 |
| 2.2.8.1.1 A la surface..... | 58 |
| 2.2.8.1.2 A la base..... | 58 |
| 2.2.9 Hydrologie sous-glaciaire..... | 59 |
| 2.2.10 Bilan de masse en Surface..... | 60 |
| 2.2.11 Ligne d'échouage..... | 61 |
| 2.2.12 Modèles de glace à grande échelle..... | 62 |
| 2.2.12.1 Descriptions et caractéristiques du modèle de glace GRISLI..... | 63 |
| 2.3 Conclusions..... | 64 |
| 3. Caractérisations de la calotte de glace Antarctique..... | 67 |
| 3.1 Calcul des courbures de la surface Antarctique..... | 68 |
| 3.1.1 Méthodologie du calcul des courbures..... | 69 |
| 3.1.2 Démonstration des équations des courbures..... | 71 |
| 3.1.3 Interprétation des courbures de la surface en glaciologie..... | 73 |
| 3.1.4 Application des courbures à la calotte de glace Antarctique..... | 75 |
| 3.1.5 Application des courbures à différents rayons..... | 82 |
| 3.1.6 Application des courbures à différentes DEM de surface..... | 92 |
| 3.2 Structure de l'écoulement de la glace Antarctique..... | 100 |
| 3.2.1 Calcul de la vitesse, du flux et de la direction de bilan..... | 101 |
| 3.2.2 Calcul de la vitesse, du flux et de la direction de bilan dans la calotte de glace Antarctique..... | 105 |
| 3.2.3 Impact du calcul de la vitesse de bilan sur différentes données de surface | 110 |
| 3.2.4 Impact du filtre sur le calcul de la vitesse de bilan..... | 117 |
| 3.2.5 Relations entre Courbures, vitesses de bilan et socle rocheux..... | 121 |

| | |
|---|-----|
| 3.2.5.1 Relations entre la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (Cry) et la vitesse de bilan (Vb)..... | 124 |
| 3.2.5.2 Relations entre le socle rocheux, la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (Cry) et la vitesse de bilan (Vb)..... | 127 |
| 3.2.5.3 Caractérisations de la direction de l'écoulement de la glace Antarctique. | 131 |
| 3.2.6 Caractérisations des anomalies de la direction de la topographie de la surface Antarctique..... | 137 |
| 3.3 Quantification du drainage côtier antarctique..... | 141 |
| 3.3.1 Méthode de quantification du drainage côtier..... | 142 |
| 3.3.2 Application de la méthode à la calotte de glace Antarctique..... | 143 |
| 3.3.2.1 Impact de la résolution sur le calcul du drainage de la calotte de glace Antarctique..... | 143 |
| 3.3.2.2 Impact de la donnée de surface dans le drainage de la glace Antarctique. | 145 |
| 3.4 Conclusion du chapitre..... | 148 |

4. Étude de sensibilité aux paramètres du modèle de la calotte de glace

| | |
|---|------------|
| Antarctique..... | 151 |
| 4.1 Étude de sensibilité sur la localisation de fleuves de glace dans l'Antarctique. | 152 |
| 4.1.1 Définition de fleuves de glace..... | 152 |
| 4.1.2 Pourquoi est-ce important de localiser les fleuves de glace dans la calotte de glace Antarctique ?..... | 152 |
| 4.1.3 Caractéristiques de fleuves de glace..... | 153 |
| 4.1.4 Modèles qui ne prennent pas en compte les fleuves de glace..... | 154 |
| 4.1.5 Comment GRISLI modélise les fleuves de glace dans l'Antarctique et comment le font les autres modèles de glace ?..... | 155 |
| 4.1.6 Comment ont été localisés les fleuves de glace dans GRISLI et ailleurs? | 156 |
| 4.1.7 Proposition de cette étude..... | 157 |
| 4.1.8 Définition des différents critères pour la localisation de fleuves de glace en la calotte de glace Antarctique..... | 158 |
| 4.1.9 Définitions des expériences..... | 161 |
| 4.1.10 Résultats et discussions des expériences de sensibilité sur la localisation des fleuves de glace..... | 165 |
| 4.1.10.1 Vitesses d'écoulement..... | 165 |

| | |
|---|-----|
| 4.1.10.2 Topographie de la surface modélisée..... | 172 |
| 4.1.10.3 Interprétations des courbures et de la topographie de surface..... | 183 |
| 4.1.10.4 Évolution du volume..... | 188 |
| 4.2 Étude de la sensibilité au coefficient de frottement basal..... | 192 |
| 4.2.1 Importance de cette étude..... | 192 |
| 4.2.2 Définition des expériences..... | 194 |
| 4.2.3 Résultats et discussions des expériences de sensibilité au coefficient de frottement basal..... | 195 |
| 4.2.3.1 Vitesses d'écoulement..... | 195 |
| 4.2.3.2 Topographie, pente et courbures de la surface modélisée..... | 199 |
| 4.2.3.3 Évolution du Volume..... | 204 |
| 4.2.4 Conclusion intermédiaire..... | 207 |
| 4.3 Étude de la sensibilité d'enhancement factor..... | 209 |
| 4.3.1 Importance de cette étude..... | 209 |
| 4.3.2 Définition des expériences..... | 210 |
| 4.3.3 Résultats et discussions des expériences de la sensibilité d' enhancement factor..... | 211 |
| 4.3.3.1 Vitesses d'écoulement..... | 211 |
| 4.3.3.2 Topographie, pente et courbures de la surface modélisée..... | 216 |
| 4.3.3.3 Évolution du volume..... | 225 |
| 4.3.4 Conclusion intermédiaire..... | 229 |
| 4.4 Étude de la sensibilité du modèle sur les cartes du flux géothermique..... | 231 |
| 4.4.1 Importance de cette étude..... | 231 |
| 4.4.2 Distribution du flux géothermique sous la calotte Antarctique : cartes utilisées dans ce travail..... | 232 |
| 4.4.2.1 Flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004)..... | 232 |
| 4.4.2.2 Flux géothermique proposé par Llubes et al. (2006)..... | 233 |
| 4.4.2.3 Flux géothermique proposé par Fox et al. (2005)..... | 233 |
| 4.4.3 Définition des expériences..... | 236 |
| 4.4.4 Résultats et discussions des expériences de sensibilité sur les cartes du flux géothermique..... | 237 |
| 4.4.4.1 Vitesses d'écoulement..... | 237 |
| 4.4.4.2 Topographie et courbures de la surface modélisée..... | 239 |
| 4.4.4.3 Température basale..... | 245 |
| 4.4.5 Conclusion intermédiaire..... | 249 |
| 4.5 Comparaisons Modèle-donnée..... | 251 |
| - La résolution..... | 256 |

| | |
|---|------------|
| - Données du socle | 260 |
| 4.6 Conclusion du chapitre..... | 265 |
| 5.Conclusions..... | 273 |
| 5.1 Résultats sur les caractéristiques de la surface..... | 273 |
| 5.2 Résultats sur les modélisations..... | 275 |
| 5.3 Perspectives..... | 278 |
| Annexe A | 281 |
| Annexe B | 284 |
| Annexe C | 286 |
| Annexe D | 288 |
| Annexe E | 292 |
| Annexe F | 294 |
| Bibliographie | 295 |

Introduction

Le contexte

La calotte de glace Antarctique avec une surface d'environ 14 millions de km² (King et Turner (1997) et Rémy (2003)) et un volume total de 25.7 millions de km³ (Huybretchs et al., (2000) et Church et al., (2001)) est un témoin précieux de l'évolution du climat actuel, parce qu'elle conserve les archives glaciaires de la Terre. Elle représente 90 % de la glace terrestre (King et Turner 1997), 70 % de l'eau douce de la planète ; elle peut contribuer potentiellement aux variations du niveau de la mer actuelle. Si l'Antarctique arrivait complètement à fondre, le niveau de la mer augmenterait de 60 mètres, ce qui causerait la disparition de plusieurs villes du monde, la destruction de la biodiversité animale et végétale de l'Antarctique parmi d'autres grands problèmes.

Des études récentes ont montré une augmentation dans les contributions des calottes polaires à la hausse du niveau des mers. Rignot et al., (2008) ont déterminé que la contribution totale de l'Antarctique au niveau des mers pour l'année 2006 a été approximativement 0.54 \pm 0.25 mm/an, soit une perte de masse d'environ 196 \pm 92 Gt/an, trois fois celui-ci obtenus par Meier et al., (2007). Plus récemment Cazenave et al., (2009) ont exposé une contribution des calottes au niveau des mers encore plus importantes que celle déterminée par Rignot et al (2008), d'environ 1 \pm 0.15 mm/an, c'est à dire (ça peut être du puisque Rignot ne pas pris en compte la contribution du Groenland), une perd de masse d'environ 360 \pm 54Gt/an. Pour bien prévoir et étudier ce type d'évolutions liées au changement climatique dû à l'accumulation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, il est nécessaire de comprendre les mécaniques qui gouvernent le fonctionnement des calottes polaires, comme celle de l'Antarctique.

La connaissance précise de l'Antarctique n'est pas une tâche facile, à cause

de ses températures extrêmes, de sa grande taille, de sa localisation et de son inhospitalité. Pour étudier cette calotte, nous disposons actuellement de 3 outils : l'altimétrie satellite qui donne des informations précises sur la topographie de la surface, des techniques d'interférométrie radar qui donnent des informations précises sur les vitesses de l'écoulement de la glace, et des modèles de glace, destinés à comprendre la dynamique et le comportement de la calotte.

La dynamique de la calotte de glace Antarctique est contrôlée par trois facteurs principaux, qui sont : les échanges thermiques avec l'atmosphère (contrôle climatique), le flux géothermique (contrôle géologique) et la pression de la glace et la friction (contrôle glaciologique). Cette dynamique est étroitement dépendant du régime thermique de la calotte. De ce fait, l'Antarctique aura des comportements dynamiques différents, parmi lesquels nous distinguerons : la partie posée, la partie flottante, et les fleuves de glace. L'écoulement de la glace dans la partie posée est très lent et dans la direction de la plus grande pente, la glace ici ne se déplace que par déformation interne en réponse aux contraintes de cisaillement (liées à la pesanteur). La partie flottante correspond aux plates-formes de glace attachées à la partie posée et leur déformation est liée aux contraintes longitudinales. Les fleuves de glaces sont des bandes de quelques kilomètres de large où l'écoulement de la glace est plus rapide que le reste de la calotte, dans ces zones la glace se déforme à cause des contraintes longitudinales et du cisaillement horizontal. Ses fleuves sont très importants parce que, bien que représentant seulement 13 % des côtes de l'Antarctique, leur écoulement est si rapide (supérieur à 100 m/an) qu'ils évacuent 90 % de la glace accumulée par la calotte (Morgan et al., 1982).

Actuellement il existe plusieurs modèles à grandes échelles qui modélisent la dynamique de l'ensemble de la calotte de glace Antarctique. Mais peu d'entre eux prennent en considération la dynamique de l'écoulement des fleuves de glace, car les processus et les mécanismes qui le contrôlent ne sont pas bien connus, et parce qu'il n'existe pas de méthodes bien précises pour leur localisation.

Les mécanismes qui interviennent dans la dynamique de la calotte de glace Antarctique, et qui dépendent du climat, sont très nombreux et agissent sur différentes échelles de temps. Entre eux, il y a 2 mécanismes très importants à étudier et d'effets opposés :

- L'augmentation de la température est supposée entraîner une augmentation de l'accumulation, qui fait gonfler la calotte de la glace et
- L'intensification d'écoulement de la glace qui tend à amincir la calotte.

Pour étudier ces deux mécanismes, nous disposons de deux moyens : des observations (p. ex. topographie de la surface et les vitesses d'écoulement de glace), et des modèles de calottes glaciaires :

- Les observations par satellite : elles nous donnent entre autres, des indications directes ou indirectes sur le rôle des conditions limites de la calotte (les conditions que rencontre la glace à la base ou au bord du continent) et elles permettent de vérifier les modèles d'écoulement ou déduire certains paramètres rhéologiques de la glace.
- Et les modèles de calottes glaciaires : ils nous donnent des indicateurs nécessaires pour interpréter le passé, exploiter les informations climatiques trouvées dans les carottages, prévoir le future, compléter les modèles océanographiques et atmosphériques servant à prévoir les changements de climat et du niveau des mers (Meier 1987), tester la sensibilité des calottes dans des conditions variées, lesquelles sont impossibles à reproduire à l'échelle réelle. Comme c'est donc un outil pronostique, il faut les rendre le plus réalistes possible.

L'objectif général de ce travail consiste à comprendre l'écoulement de la glace Antarctique et à le modéliser de manière plus réaliste avec le modèle de glace GRISLI (GRenoble Shelf Ice and Land Ice), en prenant en considération la dynamique des fleuves de glace et leurs localisations précises pour mieux comprendre les mécanismes actifs qui interviennent dans la calotte, plus spécifiquement :

- Caractériser l'Antarctique actuelle à partir de la topographie de la surface et établir les liens avec le drainage de la glace.
- Établir des méthodes numériques pour localiser les fleuves de glace dans l'Antarctique.
- Étudier la sensibilité du modèle en prenant en considération les différentes méthodes pour localiser les fleuves de glace dans la calotte Antarctique.
- Diagnostiquer l'importance de prendre en considération la dynamique de

- l'écoulement des fleuves dans la modélisation de l'évolution de la calotte et
- Établir des différences sur la quantification de la glace drainée en prenant en considération la dynamique de l'écoulement de la glace dans les fleuves.

Ce manuscrit est composé de quatre chapitres : Le premier chapitre présente l'état de l'art de nos connaissances concernant la calotte de glace Antarctique et les moyens dont nous disposons dans cette thèse pour la comprendre, plus spécifiquement on présente les données. Le deuxième chapitre présente un autre moyen dont nous disposons pour comprendre la calotte de glace Antarctique, les modèles d'écoulement de glace. Dans ce chapitre nous présenterons un état de l'art des modèles 3D à grandes échelles basés sur les approximations de la couche mince et plus spécifiquement le modèle utilisé. Le chapitre 3 présente diverses méthodes qui nous permettent de mieux caractériser la calotte de glace Antarctique pour ensuite les prendre en compte dans le dernier chapitre qui est basé sur les modélisations de la calotte de glace Antarctique.

Dans le chapitre **1** de ce manuscrit, nous décrivons la calotte de glace Antarctique, en commençant par les connaissances basiques, à savoir quelles sont ses principales caractéristiques (vent, température, taux d'accumulation de neige)?. Ensuite, je préciserai en détail la dynamique de la calotte de glace Antarctique et les caractéristiques que nous avons utilisés dans ce travail de thèse pour évaluer les modélisations, afin d'essayer de répondre aux questions par exemple : comment le continent le plus éloigné, le plus froid, et le plus venté de la planète Terre, se comporte face aux changements climatiques ?.

Dans le chapitre **2**, nous décrivons les principaux mécanismes pris en compte par les modèles de glace à grandes échelles ; nous dénombrerons les modèles numériques les plus représentatifs et introduirons le modèle de calotte de glace GRISLI, que j'ai utilisé au cours de mes trois années de thèse. Ces modèles sont des programmes informatiques complexes qui calculent la géométrie de la calotte de glace à chaque instant en se basant sur les lois de la physique dont la conservation de la masse, d'équilibre quasi statique, des contraintes, des lois de déformation et de la dynamique des écoulements de glace, etc.

Dans le chapitre **3**, nous présentons diverses méthodes qui permettent d'identifier, de comprendre et de caractériser la calotte de glace Antarctique actuelle,

à partir de la topographie de la surface et aussi en établissant des liens avec l'écoulement de la glace.

Dans le chapitre 4, nous nous concentrons sur les simulations faites avec le modèle de glace GRISLI à 25 km de résolution en partant d'un état initial, composé par la température en état d'équilibre (100 000 ans de simulation) dépendant du temps et des autres variables (vitesses, contraintes, température en surface, accumulation de la glace) déterminées à partir de la géométrie actuelle de la calotte Antarctique (topographie de la surface, topographie du socle rocheux, épaisseur de glace, etc.). Le climat dans le modèle est forcé par la perturbation de la température (ΔT_{clim}) et le niveau de la mer (E_{sea}). Pour l'état d'équilibre la perturbation de la température et le niveau de la mer sont constants et représentent les conditions actuelles, c'est-à-dire $\Delta t_{clim}=0$ et $E_{sea}=0$.

Dans cette partie, nous présenterons des études de sensibilité pour évaluer comment la calotte de glace Antarctique change en fonction des différents paramètres, lesquels vont jouer un rôle important dans l'évolution de sa géométrie au cours du temps. D'abord nous présentons des études de sensibilité basées sur différentes méthodes pour localiser les fleuves de glace. Nous présentons 6 méthodes qui associent des critères sur la première et la deuxième dérivée de la surface (courbure perpendiculaire, que nous appelons Cry) et des critères sur les vitesses pour localiser les fleuves de glace dans le continent. Comme les fleuves de glace évacuent la plus grande partie de la glace du centre vers les bords et sont localisés dans des endroits où la glace s'écoule plus vite, alors ils peuvent être cruciaux pour maintenir le bilan de masse dans un bassin. Dans cette partie nous observerons comme la géométrie de la calotte Antarctique change en fonction de la localisation, la largeur et la longueur des fleuves de glace.

Nous savons que l'écoulement de la glace Antarctique dans la nature est entre autres lié au glissement de la glace sur son lit rocheux et à la déformation de la glace, nous présentons donc des études de sensibilité aux paramétrisations du coefficient de frottement basal (que nous appelons β), aux paramétrisations d' *enhancement factor* (que nous appelons E_{SIA} et E_{SSA}) et en couplage avec les différentes méthodes pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle.

Les paramétrisations du coefficient de frottement basal β vont jouer dans

l'intensité du frottement de la glace sur le lit rocheux en occasionnant d'accélération ou ralentissement du glissement de la glace et les paramétrisations du *enhancement factor* E_{SLA} et E_{SSA} vont favoriser ou défavoriser la déformation de la glace, en provoquant une glace plus ou moins visqueuse et en conséquence de l'accélération ou ralentissement de l'écoulement de la glace.

Pour finir nous ferons des études de sensibilité sur les différentes distributions spatiales du flux géothermique. Le flux géothermique est la quantité de chaleur dissipée par la Terre. Ces valeurs sont très mal connues dans les régions couvertes de glace comme dans l'Antarctique à cause de la difficulté de leur mesure de façon directe. Le flux géothermique joue un rôle important sur la dynamique des calottes de glace à la fois en contrôlant le glissement (qui n'est possible que si la glace est au point de fusion) et par son rôle sur la température et donc sur la viscosité. Comme les modèles sont thermomécaniques, alors il est une donnée d'entrée des modèles. Pour cette étude nous disposons de 3 cartes, celle proposée par Shapiro et Ritzwoller (2004), celle proposée par Llubes et al., (2006) et celle proposée par Fox et al., (2005). Ainsi dans cette partie nous discutons d'abord leurs ressemblances et différences, ensuite nous analysons leur impact spatial dans la calotte de glace Antarctique (topographie de la surface, courbures), leur effet sur les vitesses, et les températures basales.

Chapitre 1

1. La calotte de glace Antarctique

Le but de ce premier chapitre est de décrire la calotte de glace Antarctique, en commençant avec les connaissances les plus basiques, à savoir quelles sont ses principales caractéristiques (p. ex., vent, température, taux d'accumulation de neige). Ensuite, je rentrerai dans les détails de la dynamique de la calotte et les moyens que nous avons utilisés dans cette thèse pour évaluer les modélisations et pour comprendre la calotte Antarctique, afin de répondre à certaines questions. Par exemple : comment le continent le plus éloigné, le plus froid, et le plus venté de la planète se comporte par rapport aux changements climatiques ?

1.1 L'Antarctique

Le nom « Arctique » provient du Grec **αρктиκῶς** « **arktikos** » (qui signifie Petite Ourse) en référence à la constellation boréale qui contient l'étoile Polaire et qui indique le Pôle Nord, tandis que le nom « Antarctique » provient du Grec **ανταρκτικῶς** « **antarktikos** », opposé à l'arctique, aussi appelé Continent Antarctique. Dans l'antiquité les Grecs ont imaginé pour la première fois l'existence d'un continent dans l'hémisphère austral qui servirait de contrepoids aux continents septentrionaux. Mais ce n'est qu'au début du siècle XIX qu'a pu être démontrée son existence.

1.2 Formation Géologique de l'Antarctique

D'après la tectonique des plaques, toute la partie continentale de la Terre était unie il y a environ 270 millions d'années dans un seul continent appelé PANGÉA, lequel était entouré par la Panthalassa, « un vaste océan ». De manière très simplifiée, après des centaines de millions d'années, le continent primitif, constitué d'une masse compacte terrestre, a commencé à se diviser lentement en fragments (plaques), en donnant naissance à deux importants continents : Laurasia (l'Amérique du Nord + Eurasie, sans la péninsule de l'Inde) au nord et le Gondwana (l'Amérique du Sud + Afrique + Inde + Australie + Nouvelle-Zélande + Antarctique) au Sud.



Figure. 1.1 : Carte de la fragmentation du super continent Gondwana (source : <http://www.victor.sa.gov.au/webdata/resources/images/gondwana.jpg>).

Il y a environ 150 à 160 millions d'années a commencé la fragmentation du continent Gondwana (figure 1.1), qui est à l'origine de l'Inde, et qui a séparé l'Amérique du sud de l'Antarctique. Ensuite, la rupture de l'Amérique du sud de l'Afrique a eu lieu en créant l'atlantique sud. Il s'en suivit que l'Australie fut séparée

de l'Antarctique, et c'est pendant l'ère tertiaire (-65 à -2 millions d'années) et le quaternaire (jusqu'à nos jours) que les continents adoptèrent progressivement leur disposition actuelle.

C'est seulement lorsque l'Amérique du Sud se détache de la Péninsule antarctique (il y a 25 ou 30 millions d'années), que le passage de Drake est ouvert et que le continent Antarctique commence à s'isoler. Cela nous permet de supposer que le continent a commencé à s'englacer grâce aux ouvertures tectoniques des passages méridionaux des océans. Passages qui ont donc permis la formation de la circulation atmosphérique et océanique d'Ouest en Est, en provoquant l'isolation thermique du continent (Kennett (1977), Rémy (2003), DeConto et Pollard (2003)). L'autre hypothèse du refroidissement et englacement du continent est par la baisse du CO_2 (DeConto et Pollard, 2003).

1.3 Caractéristiques physiques de l'antarctique

L'Antarctique est le quatrième plus grand continent, après l'Asie, l'Amérique et l'Afrique, avec une surface d'environ 14 millions de km^2 si l'on inclut les plates-formes de glace (King et Turner (1977), Rémy (2003)). Cela représente presque la surface de la Russie, et une fois et demie de la Chine. Son volume total est de 25.7 millions de km^3 (Huybrechts et al., (2000), Church et al., (2001)).

L'Antarctique est le continent le plus élevé de la planète, avec une altitude moyenne de 2000 mètres. Sa forme est approximativement circulaire de presque 4500 kilomètres de diamètre, et il est le continent le plus austral, situé autour du pôle Sud. Il est entouré par les extrémités méridionales des Océans Indien, Atlantique et Pacifique (que nous appelons Océan Glacial Antarctique) et ses îles (figure 1.2) (Rémy 2003).

L'Antarctique est séparé en deux parties par la chaîne de montagnes Transantarctiques : l'Antarctique de l'Est, pour les longitudes Est et celle de l'Ouest, qui est plus petite (figure 1.2). L'Antarctique de l'Est représente la plus grande partie du continent, avec 74 % de la surface et 86.5 % du volume total. Dans cette région, le socle rocheux est généralement situé au-dessus du niveau de la mer. L'Antarctique de l'Ouest représente 14.2 % de la surface et 10.2 % du volume total du continent.

Dans cette partie, l'altitude de la surface ne dépasse pas les 2500 mètres et une grande partie du socle rocheux est située en-dessous du niveau de la mer.

Géographiquement, l'Antarctique se trouve à 900 kilomètres de l'extrémité méridionale de l'Amérique du Sud et à quelque 2000 kilomètres de la Nouvelle-Zélande.

Une des caractéristiques les plus significatives de l'Antarctique est son manteau permanent de glace, qui couvre 98 % du continent, avec une épaisseur moyenne de 2200 mètres et qui dépasse quelques fois les 4500 mètres. L'Antarctique contient 70 % des réserves d'eaux douces de la planète ; c'est aussi le continent avec la moyenne d'humidité la plus basse de la Terre et la plus basse température moyenne.

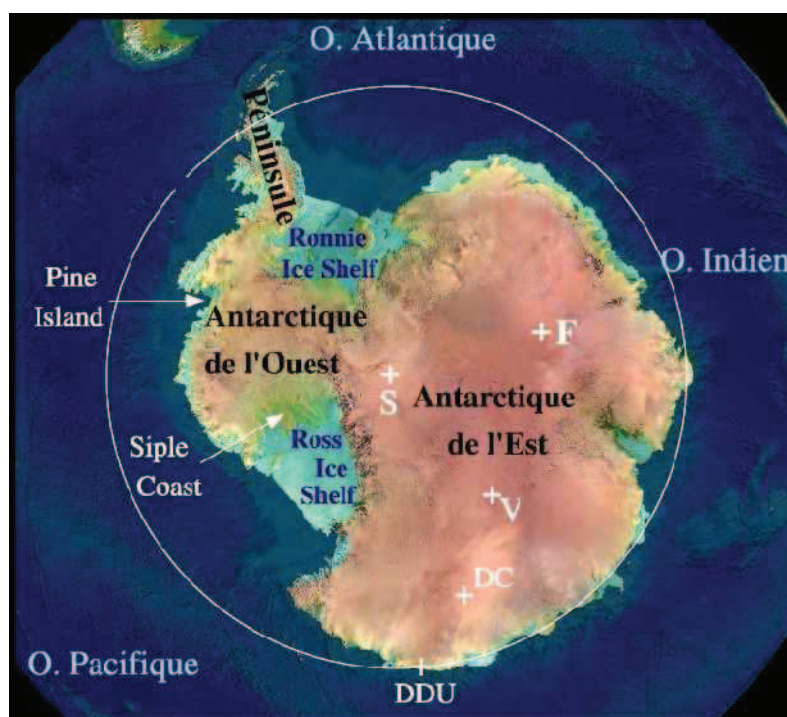


Figure. 1.2 : Continent Antarctique situé autour du pôle Sud du globe, et entouré par les océans Indien, Atlantique Sud et Pacifique (c.-à-d., Océan Glacial Antarctique). Aussi sur la figure : l'Antarctique de l'Est et celle de l'Ouest, les plates-formes de glace flottante (visibles en bleu, p. ex., Ross et Ronne). Certaines stations (le pôle Sud (S), Dôme C (DC), Vostock (V), Dôme Fuji (F) et Dumont d'Urville (DDU)). Source : Peyaud 2006.

1.4 Climat de l'Antarctique

Le climat de l'Antarctique est déterminé fondamentalement par son emplacement géographique, par la hauteur de sa surface et par la présence d'une épaisse couche de glace permanente. La radiation solaire qu'absorbe annuellement le pôle Sud est très différente des autres secteurs de la Terre, à cause de qu'il y en a moins de reçue car c'est une région polaire, et en plus à cause de valeurs très élevées d'albédo dans la neige et dans la glace de surface, où une grande partie de cette radiation solaire est rejetée vers l'espace (King et Turner 1977). De sorte que la fraction de radiation solaire absorbée au pôle Sud est plus faible que celle qui est absorbée par les régions non polaires, en transformant ainsi l'Antarctique dans le continent le plus froid de la planète. Comme nous pouvons le visualiser sur la figure (1.3), les températures pendant l'été (mois de janvier) varient entre 0 °C sur les côtes et -30 °C au dôme, et les températures annuelles varient entre -20 °C sur les côtes et -60 °C au dôme.

L'existence d'un continent froid autour du pôle Sud, d'altitude élevée et entouré par l'océan Glacial Antarctique favorise la mise en place d'un flux catabatique à grande échelle, qui représente l'élément le plus remarquable du climat antarctique (Parish et al., 1993). Les vents catabatiques, ainsi appelés car ils soufflent dans le sens de la pente descendante, sont faibles à l'intérieur du continent, approximativement entre un et deux mètres par seconde, puis leur intensité augmente sur les zones raides (p. ex., les montagnes transatlantiques et les zones côtières), en atteignant des valeurs entre neuf et quinze mètres par seconde dans ces régions (Van den Broeke et Bintaja, 1995).

Les autres caractéristiques du climat antarctique sont de faibles précipitations, généralement sous forme de neige. Chaque année sur le continent, il tombe approximativement 2200 km³ de neige (c.-à-d., 6 mm/an en équivalent de niveaux marins) (Rémy et Frezzotti (2006)). À l'intérieur du continent, il ne neige que quelques centimètres par an (0.05 m/an) et dans la zone côtière les précipitations peuvent varier entre 0.50 et 1 mètre par an.

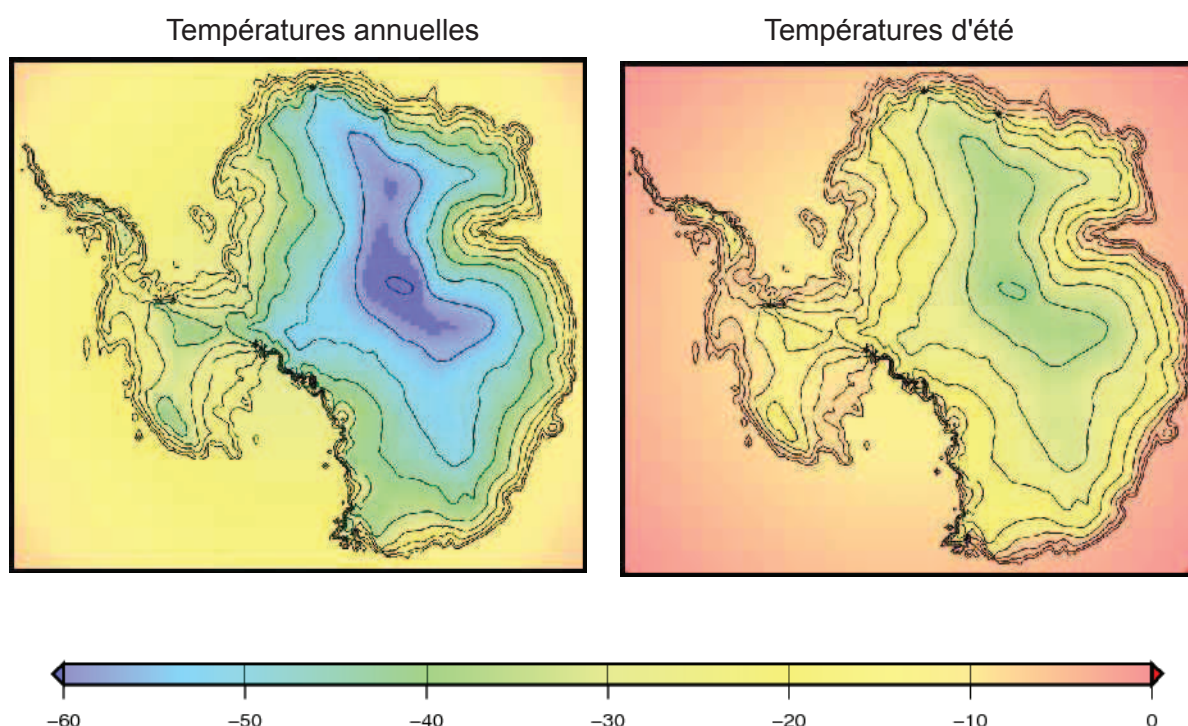


Figure. 1.3 : Cartes des températures de la surface antarctique. A gauche, Températures annuelles et à droite, températures d'été. L'échelle de couleur est présentée en degré centigrade (°C).

1.5 Plates-formes de glace flottante dans l'Antarctique

Les plates-formes de glace flottante (appelées *ice shelves* par les Anglo-Saxons) sont attachées à la « calotte posée » (appelée en anglais *grounded ice*). Ces régions de calotte posée dont les plates-formes de glace flottante sont issues reposent en général sur un lit rocheux qui se trouve en-dessous du niveau de la mer. La ligne qui sépare la glace flottante de la glace posée est appelée ligne d'échouage (appelée en anglais *grounding-line*). Dans la calotte de glace Antarctique, les plates-formes de glace flottante se forment là où les marges de la calotte posée ne sont pas assez épaisses pour rester sur le fond de la mer (figure 1.4) (Adrian Jenkins, 2008).

Les plates-formes de glace sont de grandes plaques de glace d'une épaisseur moyenne de 400m, rattachées au continent, et qui flottent sur l'océan. Ces plates-

formes de glace sont formées, et généralement alimentées, par les fleuves de glace (appelée en anglais *ice stream*) et/ou par les chutes de neige. Ensuite ces masses de glace flottante retournent à l'océan par le vêlage d'icebergs (les icebergs sont des blocs de glace flottante qui se détachent de la plate-forme) et par la fonte basale. La fonte basale dans l'Antarctique contribue à une perte de 700+/-200Gt par an de glaces flottantes (c.-à-d., 1.94+/-0.5 mm/an en équivalent de niveaux marins, puisque 360Gt/an de perte de masse est équivalent à 1mm/an d'élévation eustatique du niveau de la mer).

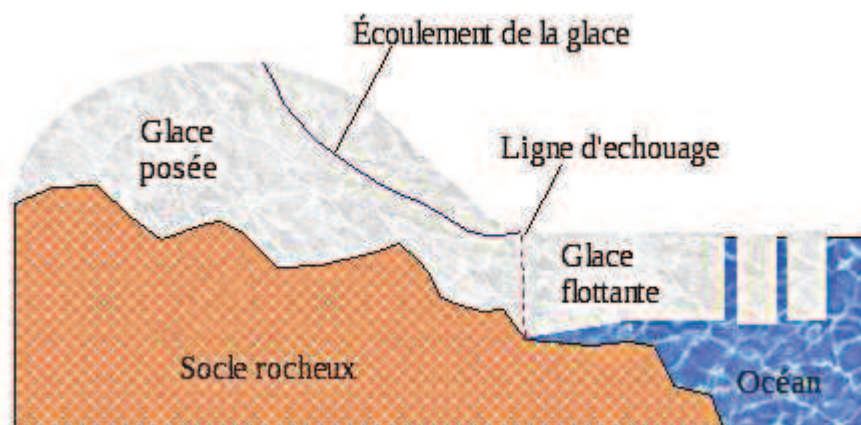


Figure. 1.4 : Schéma d'une calotte marine : la glace posée est celle qui repose sur un socle rocheux. Les fleuves de glace sont des bandes dans la partie posée de la calotte où l'écoulement de la glace est plus rapide que sur le reste de la calotte. Les glaces flottantes sont de plates formes de glace attachées à la calotte posée. La ligne qui sépare les glaces flottantes de la glace posée s'appelle ligne d'échouage. Les icebergs sont des blocs de glace flottante détachés de la glace flottante.

Ces glaces flottantes sont présentes dans de nombreux endroits. Elles entourent presque totalement la calotte de glace Antarctique occidentale et généralement elles se situent dans des baies autour de l'Antarctique, ce qui leur confère une certaine stabilité et leur permet d'atteindre des surfaces considérables. Les trois principales plates-formes de glace flottantes présentes dans l'Antarctique sont : Ronne-Filchner avec une surface de 422,420 km², la glace flottante du Ross avec une surface de 472,960 km² et la glace flottante d'Amery avec une surface de

62,620 km². Pour les visualiser dans le continent antarctique, voir la figure (1.5).

Les plates-formes de glace répondent probablement plus rapidement au changement climatique que le reste du continent, à cause du contact avec l'océan et l'atmosphère. Nous pouvons dire que ces plates-formes de glace sont créées généralement lorsque la glace s'approche de la côte. Si le socle rocheux à ce moment est en dessous du niveau de la mer, alors à partir d'un endroit la force de flottaison va être supérieure à celle de gravitation, et ainsi la glace va se mettre à flotter (voir figure 1.4) (Rémy 2003).

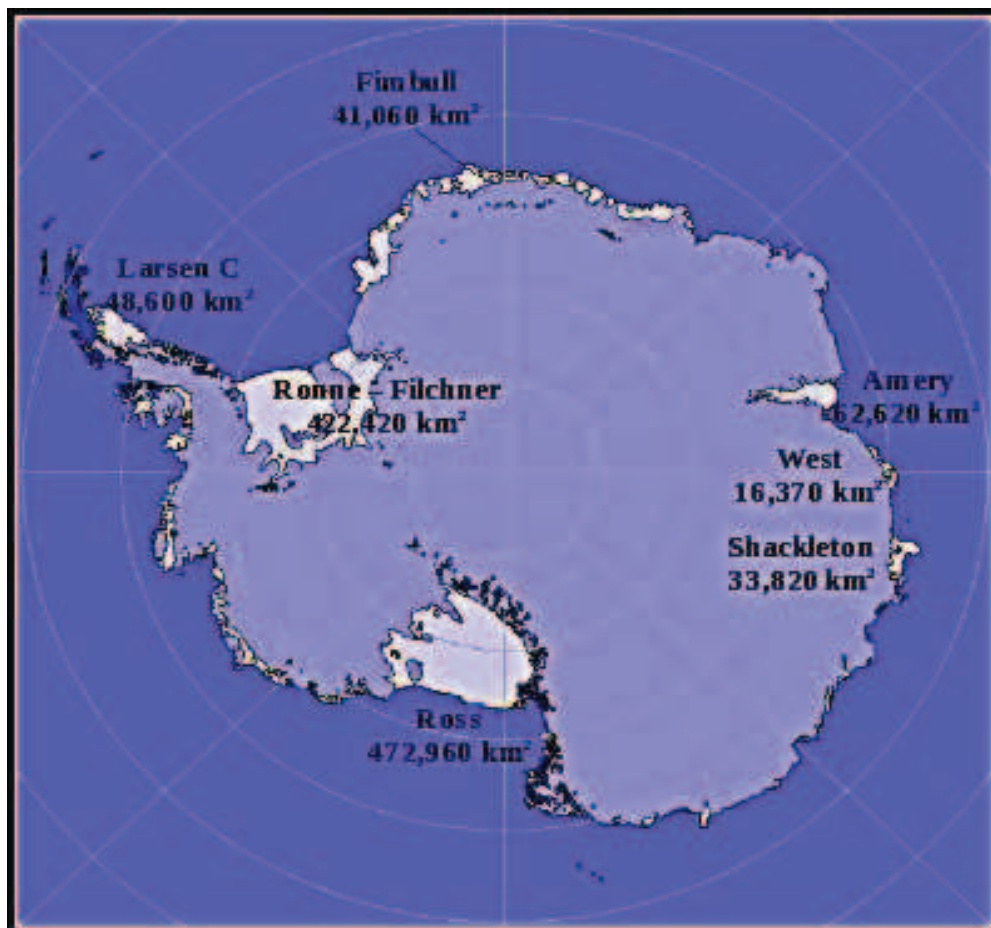


Figure. 1.5 : Carte de la calotte de glace Antarctique avec quelques plates-formes de glace flottantes. Les plates-formes de glace sont représentées en bleu clair avec leurs extensions respectives.

Les plates-formes de glace sont très caractéristiques de l'Antarctique, parce qu'elles représentent plus de 10 % de la surface du continent, seulement 2.5 % du volume de la calotte, et qu'elles reçoivent 80 % de la décharge de la glace posée.

Dans certaines parties de l'Antarctique, l'écoulement côtier est essentiellement effectué par des glaces flottantes, notamment pour une grande partie de l'Antarctique de l'Ouest où le socle rocheux est principalement sous le niveau de la mer. Ainsi, ces plates formes de glace jouent un rôle très important pour contrôler la décharge de la glace posée.

1.6 Dynamique de la calotte de glace Antarctique

La température de la glace Antarctique est contrôlée par trois facteurs principaux, qui sont : les échanges thermiques avec l'atmosphère (contrôle climatique), le flux géothermique (contrôle géologique) et l'écoulement de la glace ainsi que la friction sur le socle (contrôle glaciologique). Réciproquement, la dynamique de la calotte de glace Antarctique est étroitement dépendante du régime thermique du glacier. De ce fait, la calotte de glace aura un comportement dynamique différent selon le régime d'écoulement. Parmi lesquels nous distinguons : la partie de glace posée (défini dans §1.5), la partie de glace flottante (défini dans §1.5) et les fleuves de glace. Les fleuves de glace sont des bandes de quelques dizaines de kilomètres de large où l'écoulement de la glace est beaucoup plus rapide que sur le reste de la calotte (Paterson (1994), Rémy (2003)).

La déformation de la glace dans la partie posée est caractérisée par des cisaillements verticaux (c.-à-d., aux contraintes liées à la pesanteur), dans la partie flottante, la déformation est liée aux contraintes longitudinales et dans les fleuves de glace, la déformation de la glace est liée aux contraintes longitudinales et au cisaillement horizontal (figure 1.6). Les processus d'écoulement sont décrits en détail dans le chapitre 2.

Les mécanismes qui interviennent dans la dynamique de la calotte de glace Antarctique et dépendent du climat, sont nombreux, et agissent sur différentes échelles de temps. Parmi eux, il y a deux mécanismes très importants à étudier et

d'effets opposés :

- L'augmentation de la température supposée à entraîner une augmentation de l'accumulation qui fait gonfler la calotte de glace et
- l'intensification de l'écoulement de la glace qui tend à amincir la calotte.

Dans la calotte de glace Antarctique, l'accumulation se fait sous forme de neige. Cette neige initialement peu dense se transforme progressivement en glace. Cette masse flue lentement vers la bordure externe de la calotte en fonction de la plasticité de la glace contrôlée par la température. Et l'écoulement de la glace dans l'Antarctique suit la direction de la plus grande pente de surface, et se fait sous forme laminaire, c'est-à-dire que les chenaux s'écoulent parallèlement, côte à côte, sans se mélanger (figure 1.6).

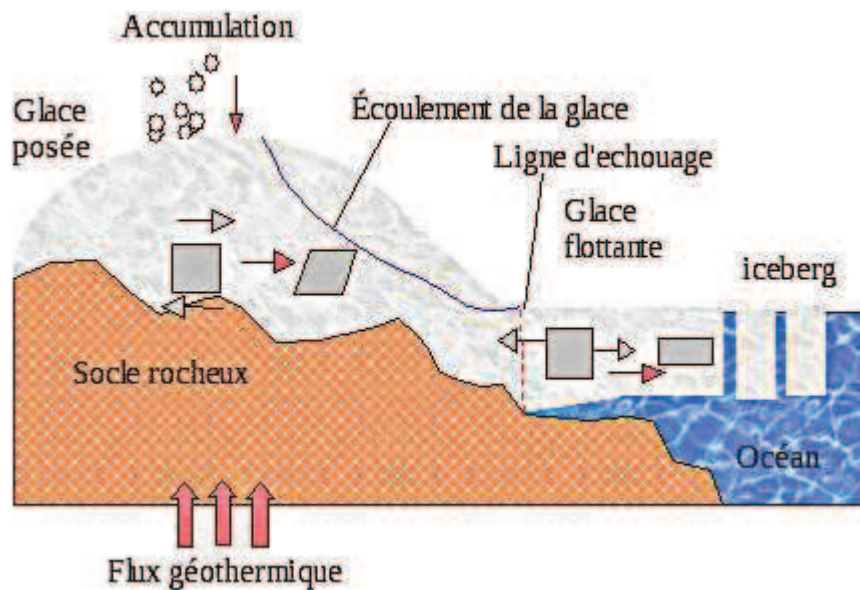


Figure. 1.6 : Schéma de la calotte de glace Antarctique : la déformation de la glace dans la partie posée est caractérisée par des cisaillements verticaux (c.-à-d., aux contraintes liées à la pesanteur). Dans la partie flottante, la déformation de la glace est liée aux contraintes longitudinales (c.-à-d., la glace en aval tire en amont) et dans les fleuves de glace, la glace se déforme à cause des contraintes longitudinales (la glace en aval tire l'amont) et du cisaillement horizontal (ralentissement contre les bords du glacier).

1.7 Les moyens pour comprendre la calotte de glace Antarctique

Dans la problématique actuelle du réchauffement climatique dû à l'accumulation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, l'élévation des niveaux des mers est parmi les impacts plus attendus dus aux importantes contributions de masse par les calottes de glace et petites glaciers.

À nous jours les estimations des contributions totales au niveau des mers par les calottes et/ou petits glaciers varient selon les auteurs : les études faites par Meier et al., (2007) ont rapporté pour l'année 2006 une contribution totale au niveau de la mer par les calottes de glace d'environ 0.38 mm/an (136.8 Gt/an) (360 gigatonnes de glace est équivalentes à 1 millimètre d'élévation eustatique du niveau de la mer) où 0.21 \pm 0.07mm/an (75.6 \pm 25Gt/an) représente la contribution du Groenland, et 0.17 mm/an (61.2Gt/an) la contribution de l'Antarctique (donc 0.32 \pm 0.04 mm/an (115.2 \pm 14 Gt/an) pour l'Antarctique de l'Ouest et -0.15 \pm 0.07 mm/an (-54 \pm 25 Gt/an) pour l'Antarctique d'Est). Velicogna et Wahr (2006) ont analysé la fonte des glaciers du Groenland pour les périodes 2001-2006, et ils ont détecté une plus importante perte de masse que celle des estimations antérieures. Ils ont conclu que le Groenland, pour la période 2002-2006, avait perdu approximativement 0.5 \pm 0.1 mm/an (180 \pm 36Gt/an) en équivalent d'eau, soit plus de deux fois les estimations proposées par le IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) en 2007. Ensuite, Rignot et al., (2008) ont trouvé que la contribution totale de la calotte de glace Antarctique au niveau des mers pour l'année 2006 est d'approximativement de 0.54 \pm 0.25 mm/an, c'est-à-dire une perte de masse d'environ 196 \pm 92 Gt/an, soit trois fois la perte rapportée par Meier et al., (2007). Les dernières études (Cazenave et al., 2009) affichent une contribution plus importante des calottes de glace au niveau de la mer, d'environ 1 \pm 0.15 mm/an, c'est-à-dire une perdre de masse de 360 \pm 54Gt/an. Cependant, il ne faut pas sous-estimer le rôle futur que pourrait avoir l'Antarctique et le Groenland sur le niveau des mers.

Arriver à comprendre le comportement de la calotte de glace Antarctique est très important et c'est l'objectif principal de cette thèse, parce que l'Antarctique joue un rôle primordial dans l'étude du climat, puisqu'il recèle les archives glaciaires de la Terre et qu'il est un témoin de l'évolution du climat actuel. Les moyens dont nous

disposons dans le cadre de cette thèse pour arriver à le comprendre sont : les données et les modèles de calotte de glace (outils capables d'évaluer le futur). Parmi les données, nous avons les données satellites et les données de terrains, qui sont des indicateurs climatiques et donnent des indications temporelles. L'autre moyen est d'utiliser les modèles de calotte de glace lequel ils sont capables d'étudier et de prévoir des événements climatiques spécifiques (par exemple, l'élévation du niveau des mers). Comme les modèles sont les seuls outils de pronostic, il faut donc les rendre le plus réalistes possible pour les futures projections.

1.7.1 Les données

Les observations par satellite nous donnent des indications directes ou indirectes sur le rôle des conditions aux limites de la calotte (par exemple, les conditions que rencontre la glace à la base ou au bord du continent) et leur impact sur les vitesses d'écoulement de la glace. Les observations par satellite permettent aussi de vérifier les modèles d'écoulement ou de déduire certains paramètres rhéologiques de la glace (Rémy et al., 2001).

Actuellement nous disposons d'observations par satellite très précises, comme celles de la topographie de la surface, fournie par les altimètres d'ERS1 (European Remote-Sensing Satellite-1) et d'ERS2 (European Remote-Sensing Satellite-2) qui survolent 80 % de l'Antarctique. Nous avons aussi des vitesses d'écoulement issues de techniques d'interférométrie radar. Ces deux familles d'observations sont probablement celles qui ont le plus contribué à la compréhension de l'écoulement de la glace à l'échelle du continent antarctique. Nous disposons aussi des données avec une couverture géographique limitée comme : l'épaisseur de la glace, la topographie sous-glaciaire, le flux géothermique, l'accumulation de neige, entre autres.

1.7.1.1 Topographie de la surface Antarctique

La topographie de la calotte de glace antarctique évolue librement en fonction

de divers processus physiques et climatologiques qui régissent l'écoulement de la glace. Le relief de la surface antarctique est approximativement parabolique. De la côte vers le centre de la calotte, la hauteur de la surface antarctique augmente (figure 1.7), en revanche sa pente diminue.

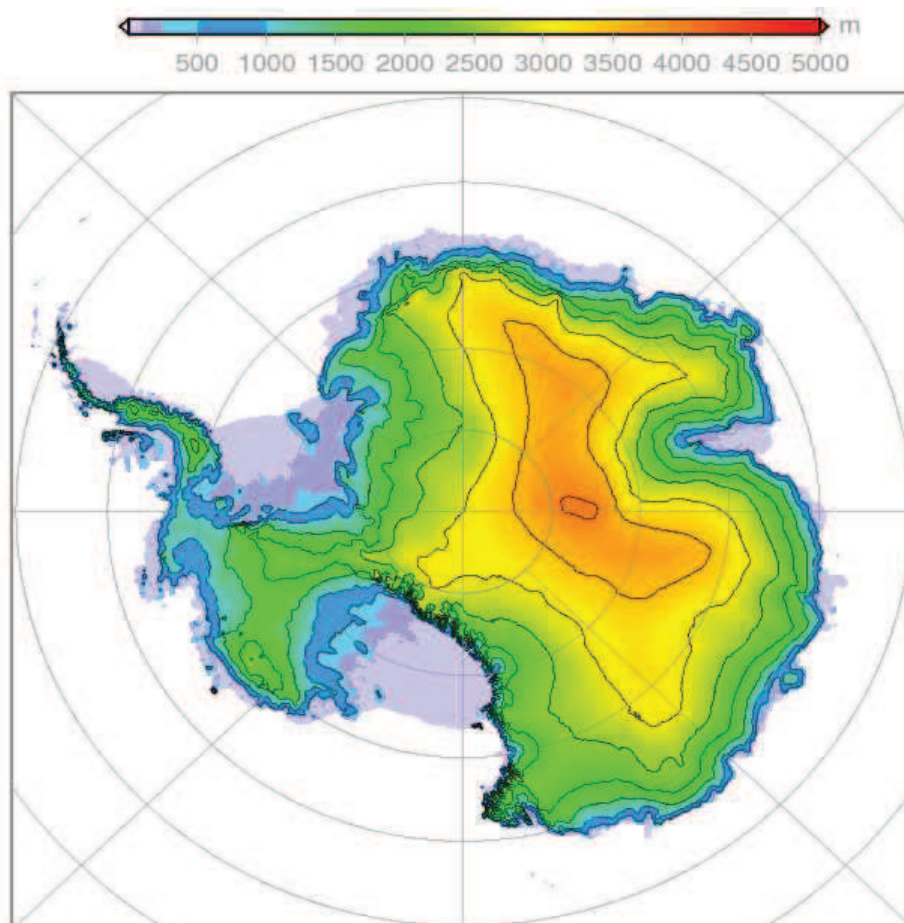


Figure. 1.7 : Topographie de la surface observée de la calotte de glace Antarctique avec des iso-lignes chaque 500 mètres. L'échelle de couleur varie de 0 à 5000 mètres d'altitude (Rémy et al., 2000).

La topographie de la surface antarctique nous offrent une visualisation de l'effet de certains mécanismes physiques liés à la dynamique glaciaire, en permettant de quantifier certains déjà connus ou d'en découvrir de nouveau. L'analyse de cette topographie est très importante parce qu'elle nous permet par exemple de déduire les localisations des crêtes, des bassins versants, de la direction de l'écoulement de la glace (Drewry 1983) (mieux expliqué dans le chapitre 3) et de la ligne d'échouage

(Partington et al., 1987, Ridley et al., 1989). La topographie de la surface peut être aussi utilisée entre autres, comme une donnée d'entrée pour estimer la température de la glace en surface, la précipitation et l'intensité et la direction des vents catabatiques (Marsiat et Bamber 1997). La topographie de la surface avec l'épaisseur de glace joue un rôle très important dans les études de l'écoulement de la glace pour plusieurs raisons. Tout d'abord, la topographie à l'échelle globale contrôle la direction du flux et nous aide à calculer la vitesse de bilan de la calotte. Ensuite, elle nous permet d'estimer les contraintes basales qui interviennent dans l'équation de la vitesse de la déformation de la glace (Bamber et Bindshadler 1997).

Construire la topographie de la surface Antarctique présente quelques difficultés. D'abord, il est crucial de corriger les données altimétriques utilisées à cause des erreurs induites par la pente de la surface, par l'instrument, par la traversée de l'onde à travers l'atmosphère et l'ionosphère ou par l'orbite. Ensuite, la distribution non homogène des données (les données ont 350 mètres de séparation le long d'une même trace, et plusieurs kilomètres de séparation entre les traces) et le soin insuffisant dans le traitement des données conduisent à des erreurs résiduelles par exemple, la sous-estimation de la pente et l'altération des ondulations de la topographie.

Au cours de ma thèse j'ai utilisé trois cartes de la surface antarctique. Celle obtenue par Rémy et al., (2000), celle obtenue par Liu et al., (1999) et celle obtenue par Bamber et al., (2000). Ces trois cartes sont basées sur les mêmes données altimétriques obtenues par le satellite ERS-1 (European Remote-Sensing Satellite-1). Leurs différences proviennent entre autres de la méthode utilisée pour corriger les erreurs atmosphériques, de pente, d'instrument ou d'orbite des données altimétriques, en laissant quelques erreurs résiduelles dont l'écart-type est de l'ordre de 80 cm r.m.s. D'autres différences entre les trois cartes de surface proviennent des diverses données utilisées par les auteurs pour combler les cartes dans les zones non couvertes par le satellite.

Pour corriger les erreurs dans les données altimétriques, Brisset et Rémy (1996) ont utilisé une méthode inverse qui a été originalement développée pour cartographier l'océan à partir des données altimétriques et que Rémy et al., (1989) ont adapté pour les calottes de glace. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de réduire l'erreur résiduelle et prévient les biais. Cette méthode a permis à

Brisset et Rémy (1996) de réduire une erreur « à posteriori » d'environ 1 mètre à grandes latitudes et de plusieurs mètres près de la latitude 70°S. Pour les régions en dehors de la zone couverte par le satellite (plus précisément au Sud de 81°S) Rémy et al., (Rémy communication personnelle) ont comblé la topographie de la surface par les données de terrain proposées par Drewry (1983).

Pour corriger les erreurs induites par la pente, Bamber et al., (2000) ont utilisé la méthode de « relocation » (Brenner et al., 1983) en utilisant la procédure décrite en Bamber (1994). En résumé, cette méthode prend en compte la courbure de la Terre et utilise toutes les données altimétriques pour produire une base de données des pentes. Le *DEM* (Digital Elevation Model) proposé par Bamber et al., (2000) contient des données altimétriques pour les régions entre les latitudes 65°S et 81.5°S, et pour les régions entre les latitudes 81.5°S et 90°S il a les données de ADD (Antarctic Digital Database).

Liu et al., (1990) ont créé la carte de la surface antarctique en intégrant une grande qualité des données topographiques déjà existantes et qui proviennent des diverses sources sur une *SIG* (Système d'Information Géographique). Les données utilisées pour construire ce *DEM* peuvent être groupées dans trois catégories : données cartographiques, données par satellite (Remotely Sensed Data) et données de sondage (Survey data). Les données cartographiques incluent contours, points embêtants et les lignes de la structure de la surface qui ont été digitalisées à partir des cartes topographiques. Les données de télédétection incluent les données altimétriques satellitaires traitées par Zwally et al., (1997) et les données par radar aéroportées (Airbone Radar Echo-Sounding (RES) Data)) qui ont été proposées par différents auteurs. Les données des sondages incluent les mesures de terrains et les mesures basées sur des GPS (Global Positioning System).

Pour sélectionner les données utilisées dans la construction de ce DEM, Liu et al., (1990) ont développé le critère suivant basé sur la qualité des données source :

1. Utiliser des données GPS, des données par radar aéroportées et les cartes topographiques à grandes échelles si les données sont disponibles.
2. Utiliser des données altimétriques si la pente de la surface est plus petite que 0.8 °.
3. Utiliser des données cartographiques ADD pour les régions à grande pente et

très montagneuses.

4. Utiliser des données altimétriques pour les régions où la pente de la surface est entre 0.8° et 1° , si les autres sources des données sont de mauvaise qualité ou si les données sont en désaccord avec le relief de la surface.

Pour les régions en dehors de la zone couverte par le satellite (81.4°S) et dans les fleuves de glace A, B et C Liu et al., (1990) ont utilisé des données aéroportées. Pour plus de détail, la figure (1.8) montre les distributions des données sources introduites par Liu et al., dans la construction de leur DEM.

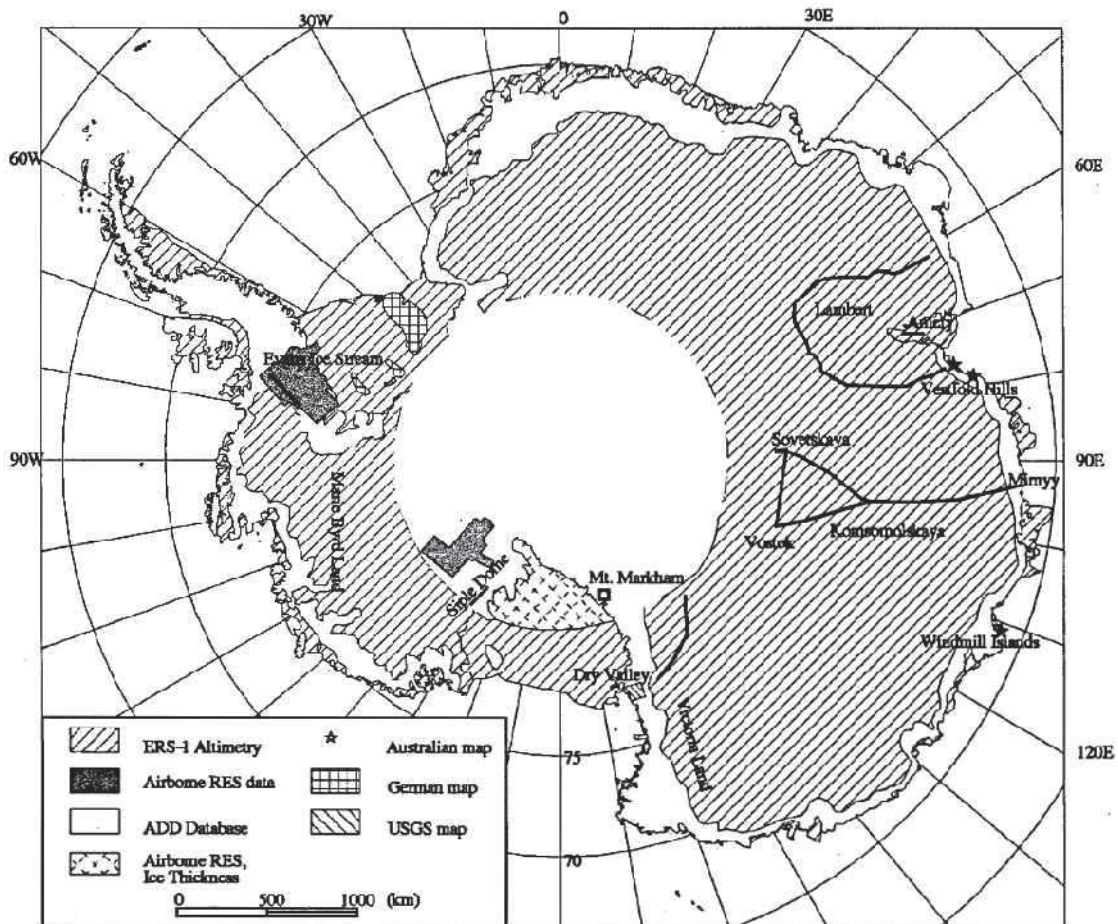


Figure. 1.8 : Distribution des données utilisée dans le DEM proposé par Liu et al., (1990).

1.7.1.2 Épaisseur de glace de la calotte Antarctique

De nos jours, 98 % du continent Antarctique est recouvert de glace. Ainsi, il aura fallu environ 15 millions d'années pour qu'une masse de glace avec une épaisseur moyenne de 2200 mètres de hauteur recouvre la quasi-totalité du continent (Rémy 2003).

Les mesures d'épaisseur de glace se font principalement à l'aide de radar basse fréquence (au sol ou aéroporté), de mesures sismiques ou gravimétriques. La précision des mesures d'épaisseur de glace dépend des méthodes ou techniques utilisées. Dans l'Antarctique, l'épaisseur de glace n'est pas connue partout. Leur incertitude relative est entre 5 et 20% approximativement et varie spatialement en raison de la grande différence dans la couverture de données (Testut., 2000).

Le projet BEDMAP (Bedrock Mapping of the Antarctic Ice Sheet) a produit une carte d'épaisseur de glace à l'échelle du continent. Cette carte a été construite à partir des mesures d'épaisseur par radiosondage au cours des 50 dernières années, auxquelles s'ajouteront quelques données géophysiques (Lythe et al., (2001). La figure (1.9) montre les zones couvertes par les données in-situ qui ont été utilisées pour la construction de cette carte.

En utilisant le radar aéroporté (Airbone Radar Echo Sounding) sur le glacier Thwaites et sur leurs régions voisines, Holt et al., (2006) ont proposé des données d'épaisseur de glace pour les glaciers de Thwaites et Smith. Ce travail a amélioré considérablement les conditions aux limites de l'Antarctique de l'Ouest, en révélant d'importants détails non visibles sur les données existantes. Notamment, ils ont révélé que le glacier Thwaites a à la base un bassin simple et large, alimenté par un modèle de structures dendritiques de vallées. Tandis que le glacier Smith se trouve en dessous d'un chenal étroit extrêmement profond.

Dans ce manuscrit, la carte d'épaisseur de glace antarctique que nous utilisons résulte d'un travail que nous avons fait pendant la première année de thèse. Ce travail a consisté dans l'incorporation sur une même carte, de la compilation des données d'épaisseur de glace du projet BEDMAP (Lythe et al., 2001) et des données proposées par Holt et al., (2006). Pour construire cette carte (figure 1.10) nous avons

interpolé, lissé et collé les données proposées par Holt sur la carte du BEDMAP. Il en résulte, une carte d'épaisseur de glace à l'échelle du continent comme celle de BEDMAP, mais plus précise, car nous avons pris en compte les améliorations locales sur les conditions aux limites apportées par Holt et al. (2006).

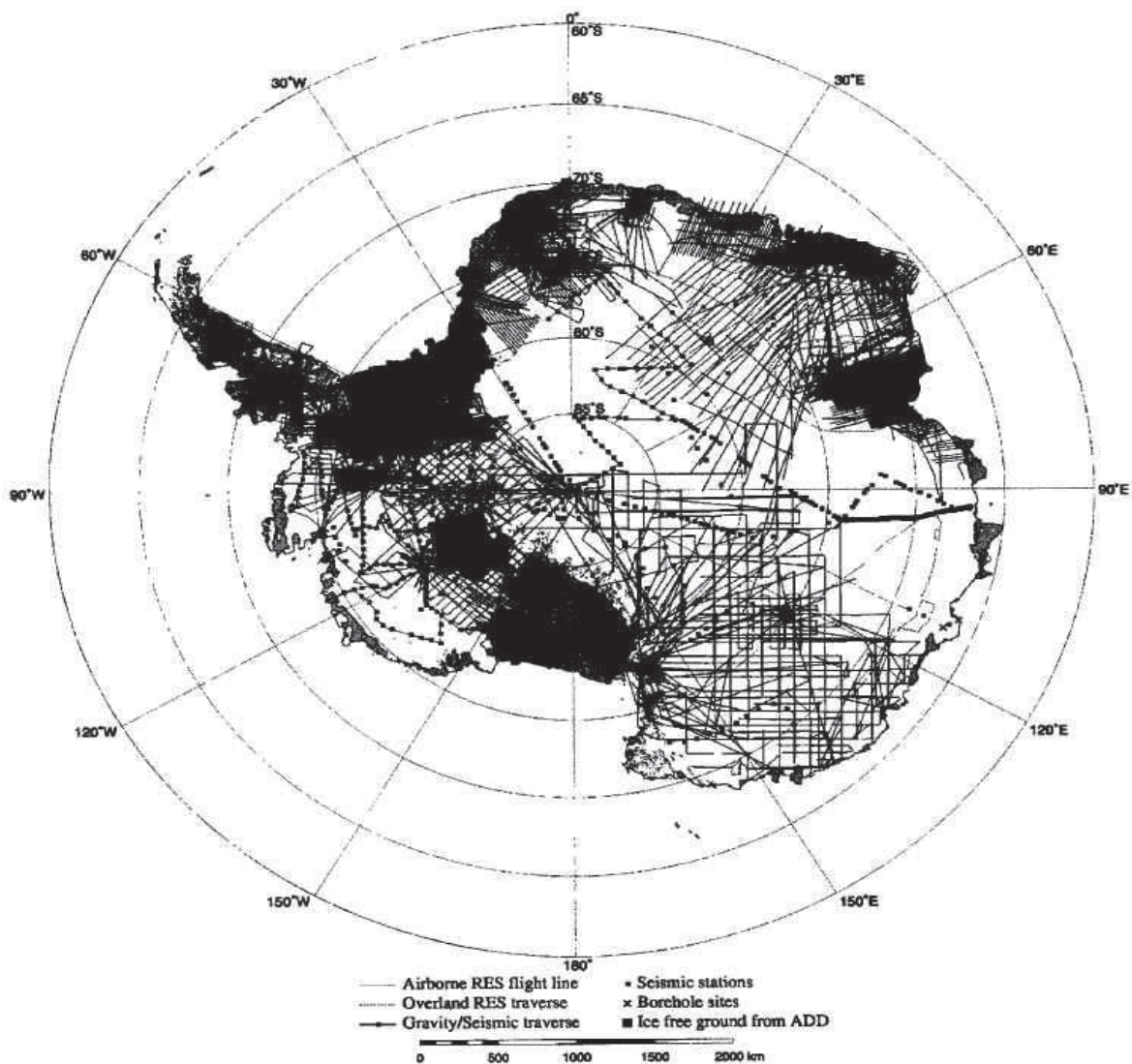


Figure. 1.9 : Distribution des données d'épaisseur de glace in-situ utilisées par le projet BEDMAP, pour la construction de la carte d'épaisseur à l'échelle du continent (source Lythe et al., (2001)).

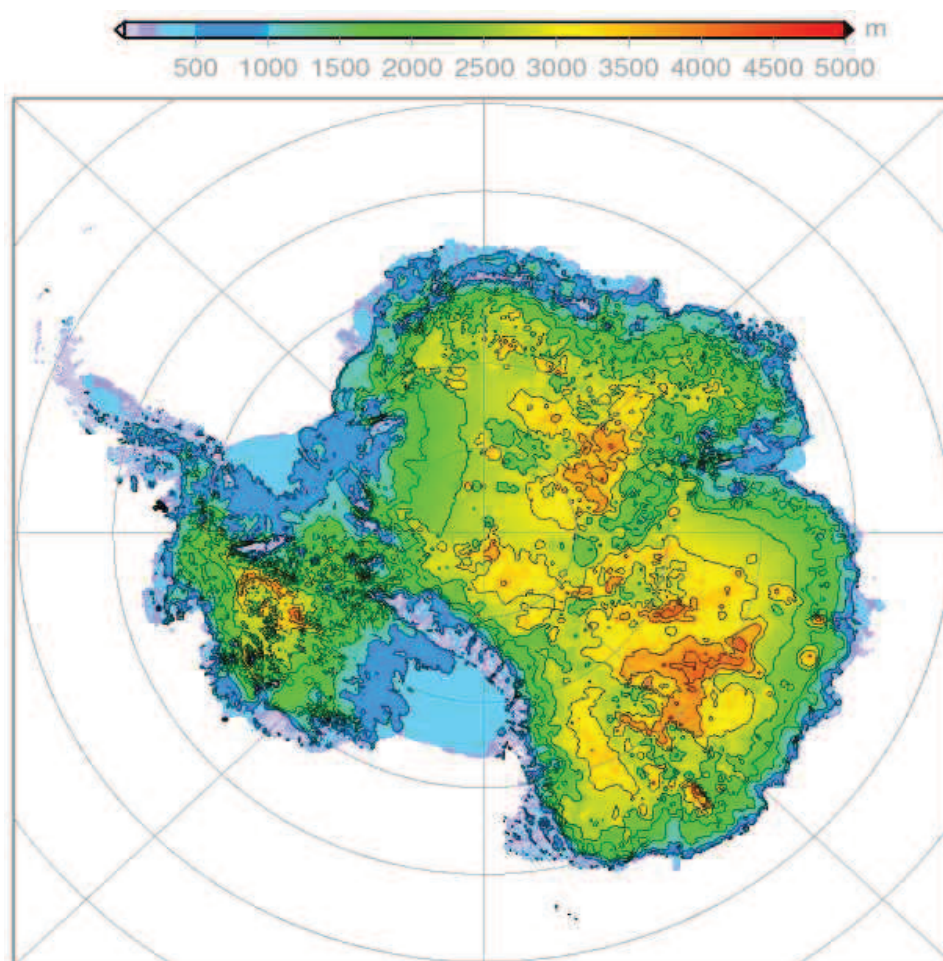


Figure. 1.10 : Carte d'épaisseur de glace de la calotte de glace Antarctique sur une grille de 5km (Données BEDMAP plus l'incorporation de données de Holt). L'échelle de couleur va de 0 à 5000 mètres. Cette échelle de couleur nous permet de voir que l'épaisseur de glace augmente de la côte vers le dôme. Elle nous permet aussi de voir les principales plateformes de glace flottante : Ross, Ronne et Amery, lesquels ont une épaisseur moyenne d'environ 400 m.

1.7.1.3 Topographie du socle rocheux Antarctique

Malgré la mauvaise couverture de la topographie sous-glaciaire de la calotte Antarctique, sa connaissance est cruciale pour que les modèles de glace donnent des résultats fiables et pour comprendre la réponse de la calotte aux changements du niveau de la mer (LeBrocq et al., 2008). Une caractéristique importante de la

topographie sous-glaciaire antarctique est d'être en-dessous du niveau de la mer sur la plus grande partie de l'Ouest, et d'être au-dessus du niveau de la mer en ce qui concerne la partie Est.

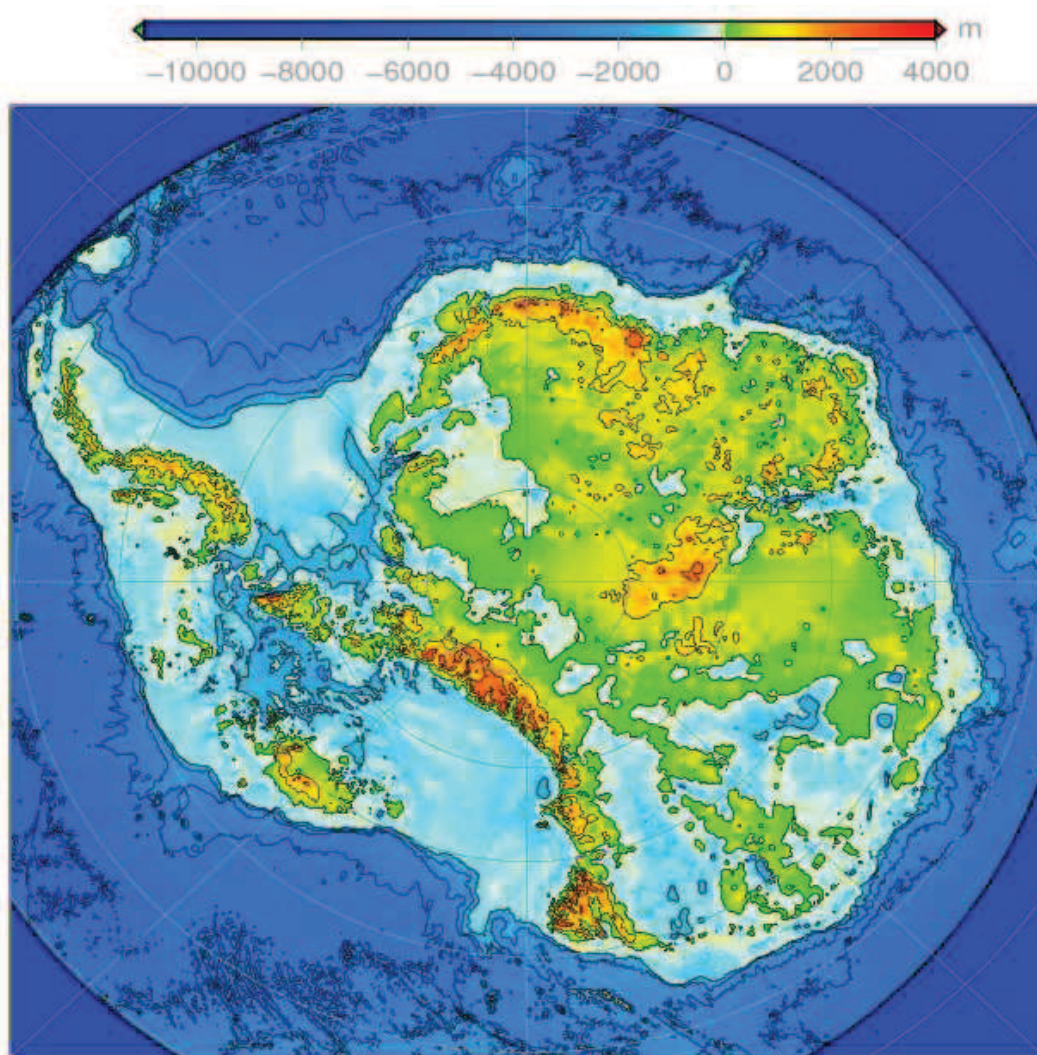


Figure. 1.11 : Topographie sous-glaciaire de la calotte de glace Antarctique calculé à partir des données de BEDMAP (Lythe et al., 2001) et des données proposées par Holt et al., (2006). L'échelle de couleur varie de -11000 à 4000 mètres. Les valeurs négatives correspondent aux régions en-dessous du niveau de la mer et les valeurs positives correspondent aux régions au-dessus du niveau de la mer. En bleu foncé est représentée la bathymétrie profonde.

Un autre but de BEDMAP était de cartographier à l'échelle du continent la topographie du socle rocheux. Pour leur construction, Lythe et al., (2001) ont utilisé la carte d'épaisseur de glace qu'ils ont produite et la carte de la surface proposée par Liu et al., (1999). La carte de socle rocheux a été construite de la façon suivante : pour la partie qui correspond à l'intérieur du continent « calotte posée » (la limite de celui-ci a été définie à l'aide de la ligne d'échouage) le socle a été calculé en faisant la différence entre la surface et l'épaisseur (c.-à-d. $\text{socle} = \text{surface} - \text{épaisseur}$). Ensuite pour la partie flottante, ils ont utilisé des données sismiques, là où elles étaient disponibles pour déterminer la topographie du lit. Et ailleurs, dans l'Océan Glacial Antarctique, les auteurs ont complété la carte avec une compilation de la bathymétrie (Compilation obtenu par Lythe et al., (1999) à partir d'une modèle de bathymétrie au Sud de 60°S qu'ils ont développé). Pour délimiter le continent Antarctique et ses éléments physiographiques (p. ex., calotte de glace posée, glace flottante et calotte sans glace) ils ont utilisé les données du *Antarctique Digital Database* (ADD) (BAS., 1993).

En utilisant une méthode similaire à celle du projet BEDMAP pour la construction du socle rocheux, nous avons calculé une nouvelle carte du socle (figure 1.11) mais avec la carte d'épaisseur de glace que nous avons faite (§ 1.7.1.2). Le but de ce travail a été d'avoir sur la carte du socle, les améliorations sur les conditions aux limites des régions de Thawaites et Smith, qui ont été proposé par Holt et al., (2006). (voir l'annexe A pour observer les différences entre les cartes de la topographie du socle avant et après de notre correction).

1.7.1.4 Flux de glace entrants

La connaissance du comportement des flux de glace entrant dans la calotte Antarctique au cours du temps ou en fonction du climat est très importante, parce que la majorité de la glace qui recouvre l'Antarctique est tombée il y a quelques dizaines de milliers d'années sous la forme de neige. Et c'est justement l'accumulation de cette neige qui intervient dans le bilan de masse de la calotte, qui est une des causes à court terme du changement du volume.

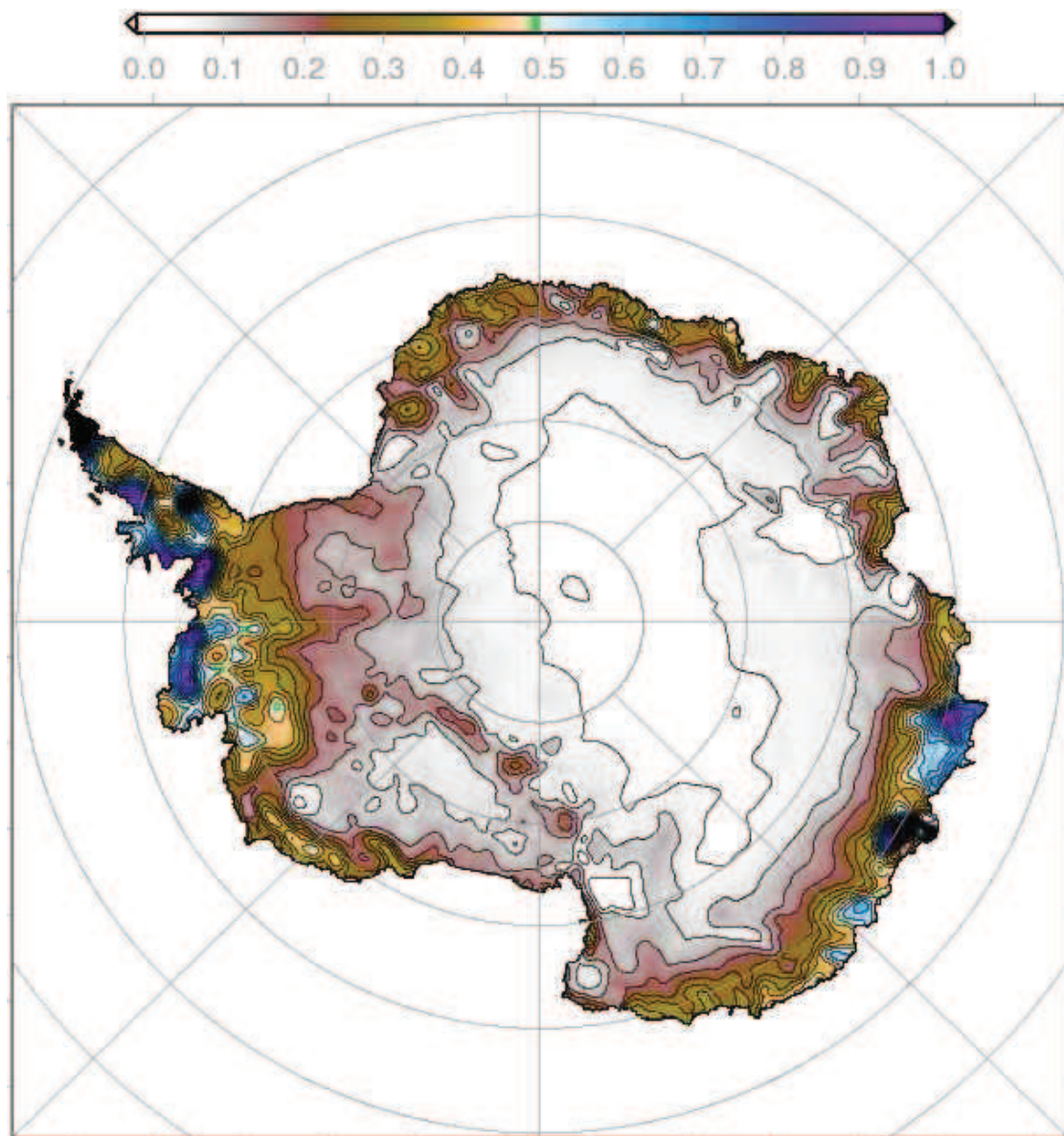


Figure. 1.12 : Précipitations annuelles en mètre par an d'eau équivalent. Les zones blanches ou marron indiquent des valeurs nulles ou faibles de précipitations (0.0 à 0.2 m/an), les zones bleues et/ou violettes indiquent des précipitations importantes (0.5 à 1 m/an). À l'intérieur du continent, il ne neige que quelques centimètres par an (0.05 m/an) et dans la zone côtière les précipitations peuvent varier entre 0.50 et 1 mètre par an.

Le taux d'accumulation représente la quantité de neige réellement déposée à la surface de la calotte, après prise en compte de l'ensemble des phénomènes qui affectent les précipitations (sublimation, redistribution par le vent). Un des moyens pour évaluer les taux d'accumulation de neige est l'analyse de carottages de

quelques mètres de profondeur. Il suffit de dater une couche de glace qui se situe à une certaine profondeur, pour en déduire la quantité de neige moyenne accumulée depuis son dépôt. Mais cette méthode n'est fiable que si elle est effectuée en différents endroits. De nos jours, les taux d'accumulation sont évalués avec une faible précision, de l'ordre de 20 à 30 % et nous savons peu de choses sur la variabilité tant spatiale que temporelle.

La carte d'accumulation de la glace Antarctique dont nous disposons (figure 1.12) a été proposée par Arthern et al., (2006). Cette carte a été produite en combinant des observations satellitaires et des mesures au sol.

Nous observons d'une façon générale que l'accumulation de la glace Antarctique est élevée dans les régions côtières et qu'elle diminue vers l'intérieur du continent. Dans les régions côtières de l'Antarctique de l'Est, les pentes qui font face à l'Est reçoivent typiquement une accumulation plus élevée que les pentes qui font face à l'Ouest (Arthern et al., (2006)).

1.7.1.5 Flux de glace sortants

De nos jours, nous ne disposons pas à l'échelle globale de technique capable d'estimer avec précision la perte de masse de la calotte de glace Antarctique. De façon générale, le flux de masse sortant est en grande majorité le résultat de l'écoulement de la glace. Donc pour estimer les pertes de masse il faut connaître : l'écoulement de la glace et la dynamique de la calotte.

Pour caractériser les variations spatiales de l'écoulement de la glace dans le continent Antarctique, nous pouvons estimer les vitesses et les flux de bilan, nécessaires pour évacuer toute la neige déposée en surface, et pour maintenir la calotte en équilibre. Ces informations sont très importantes pour comprendre à grande échelle la dynamique des masses de glace et son état d'équilibre (mieux expliqué dans le chapitre 3). Il y a plusieurs méthodes pour calculer les vitesses et les flux de bilan : comme celles proposées par Testut dans sa thèse (2000), ou la méthode proposée par Budd et Warner (1996), mais au cours de ma thèse j'ai utilisé la méthode proposée par LeBrocq et al., (2006) (on reviendra à la méthode pour

calculer les vitesses et les flux de bilan dans le chapitre 3).

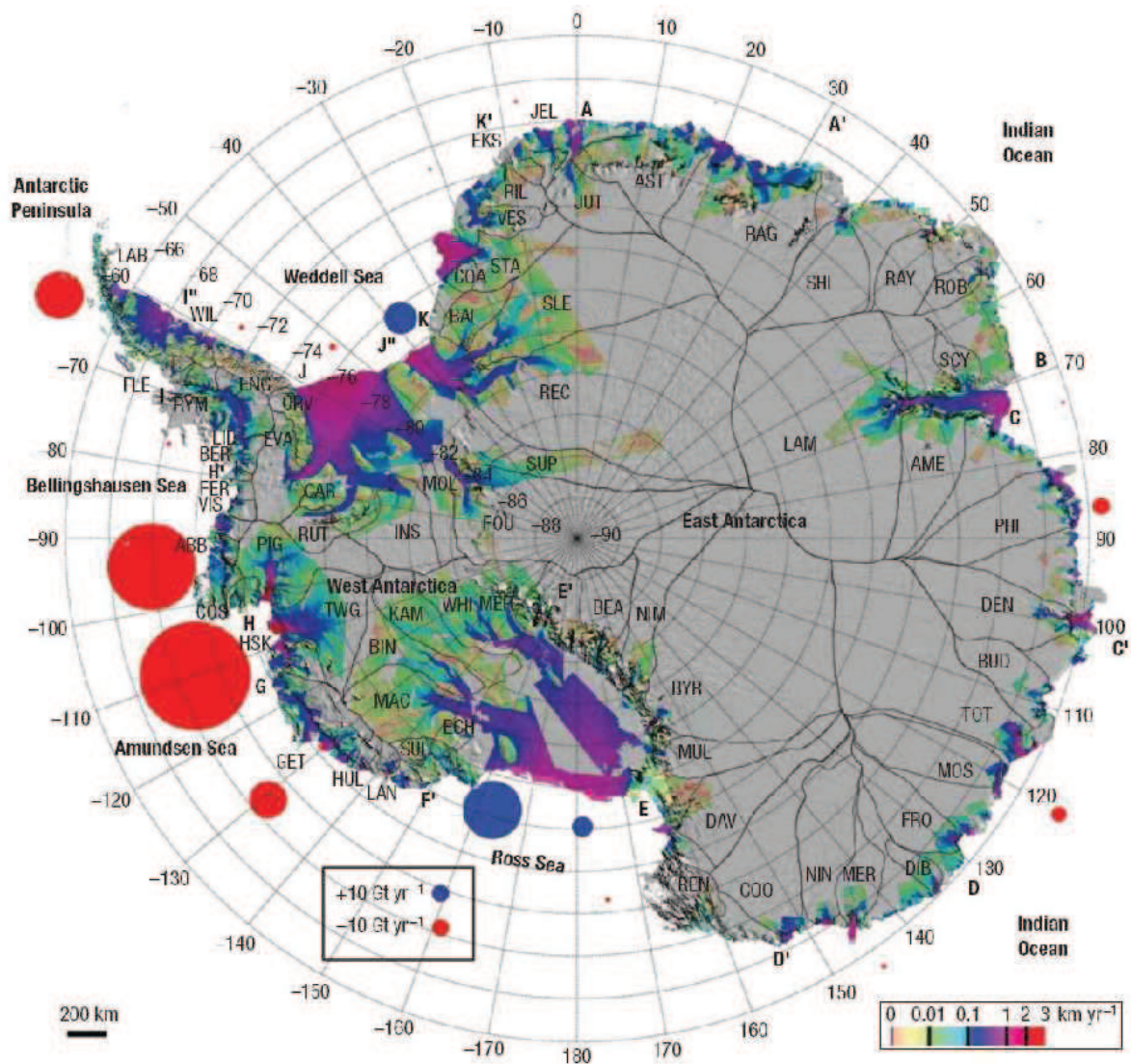


Figure. 1.13 : Carte des vitesses d'écoulement de la glace de la calotte de glace Antarctique. Les cercles rouges représentent les pertes de masse et les cercles bleus représentent les gains de masse en gigatonnes par an (360Gt/an de glace est équivalent à 1mm/an d'élévation eustatique de niveau des mers). La Péninsule perd chaque année 136 ± 10 Gt de masse (c.-à-d., 0.38 ± 0.03 mm/an), L'Antarctique d'Ouest perd 700 ± 23 Gt/an (c.-à-d., 1.94 ± 0.06 mm/an) et au total, la calotte de glace Antarctique perd chaque année 1621 ± 32 Gt de masse (c.-à-d., 4.50 ± 0.09 mm/an) (source : Rignot et al., 2008).

D'un autre côté, actuellement nous disposons de données récentes sur la perte et le gain de masse dans la calotte Antarctique. Ces données ont été obtenues par Rignot et al., (2008), en utilisant un satellite interféromètre à synthèse d'ouverture radar (SAR ou Synthetic Aperture Radar), pour des observations de 1992 à 2006. Sur cette période, ils ont couvert 85 % de la ligne côtière de la calotte de glace Antarctique, pour estimer le flux de masse vers les océans. Les résultats de ces études montrent que pour l'année 1996, la calotte de glace antarctique a perdu 1546 ± 30 Gt de masse (c.-à-d., 4.29 ± 0.08 mm/an en équivalent de niveau marin), avec un bilan de masse négatif de l'ordre de -112 ± 91 Gt/an (c.-à-d., -0.31 ± 0.25 mm/an en équivalent de niveau marin). Et 10 ans après, pour l'année 2006 les résultats montrent que la calotte de glace antarctique a perdu 1621 ± 31 Gt de masse (4.50 ± 0.09 mm/an en équivalent de niveau marin), avec un bilan de masse de l'ordre de -196 ± 92 Gt/an (-0.54 ± 0.25 mm/an en équivalent de niveau marin), pertes de masse plus importantes que celles obtenues pour l'année 1996. Dans la figure (1.13), nous pouvons visualiser la carte des pertes et des gains de masse actuels en Antarctique (Rignot et al., 2008).

Sur cette carte nous voyons que les vitesses d'écoulement de la glace sont très faibles à l'intérieur de la calotte, mais en revanche, elles sont plus rapides sur la côte, et dans certaines zones du continent, les écoulements rapides se font sentir jusqu'au dôme et dépassent 1000 km de long (Rémy 2001).

1.7.1.6 Le flux géothermique

Nous pouvons définir le flux géothermique, comme la quantité de chaleur provenant de l'intérieur de la Terre (par unité de temps et de surface). Dans ce contexte, le flux de chaleur géothermique est un important facteur dans la dynamique des calottes de glace parce qu'il entraîne la présence de lacs sous-glaciaires, la localisation de début des fleuves de glace et les pertes de masse depuis la base de la calotte (Fox M., et al., 2005). À cause de la difficulté de mesurer de façon directe le flux géothermique dans les régions couvertes de glace comme celles du continent antarctique et à cause de l'importance de sa connaissance qui intervient dans l'équation de la chaleur, différents auteurs ont développé diverses méthodes pour estimer ces valeurs sur l'ensemble du continent.

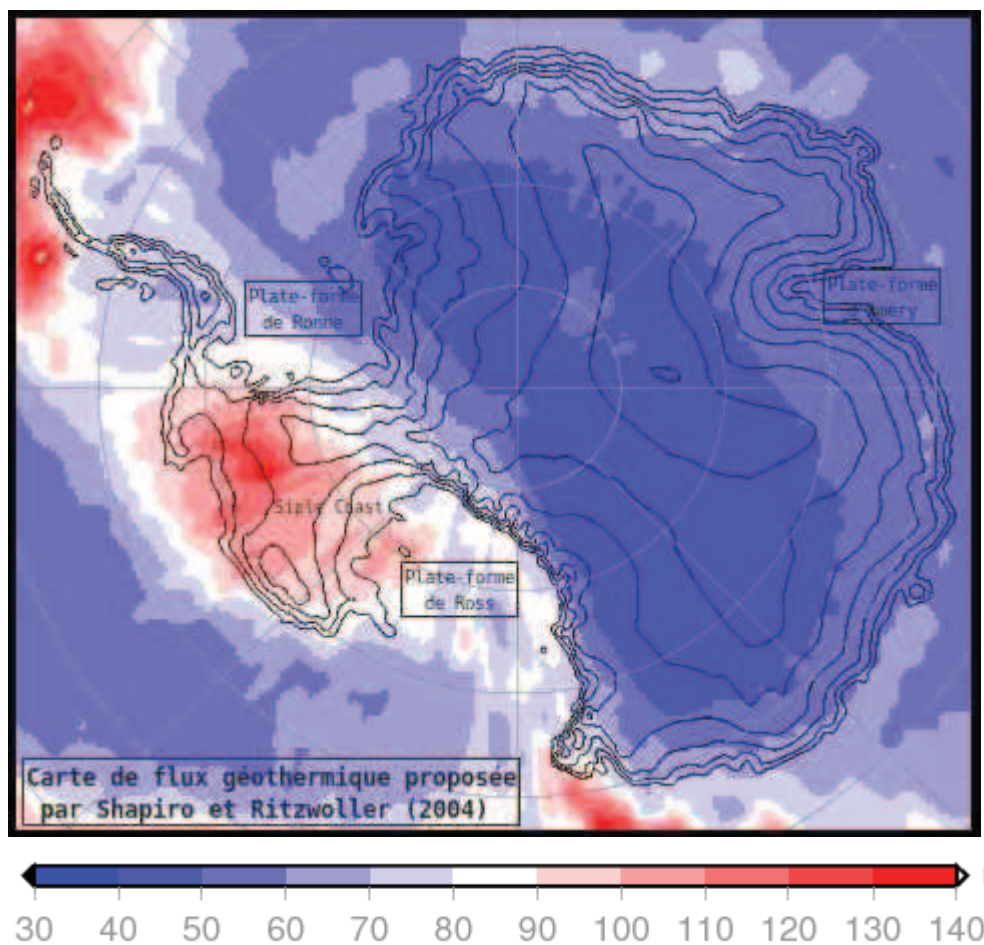


Figure. 1.14 : Flux géothermique sous la calotte de glace Antarctique proposée par Shapiro et Ritzwoller (2004). L'échelle de couleur varie entre 30 et 140 mw/m^2 . Nous voyons que la chaleur dégagée par le socle sous l'Antarctique de l'Ouest est plus élevée que la chaleur dissipée par le socle sous l'Antarctique de l'Est.

Shapiro et Ritzwoller (2004) ont estimé le flux géothermique sur l'Antarctique en utilisant une méthode qui emploie un modèle global sismique de la croûte et du manteau supérieur, pour définir des similitudes entre les structures géologiques autour de la Terre, afin de construire un nouveau modèle global de flux géothermique. Ils en déduisent que le flux géothermique pour la calotte Antarctique varie entre 40 et 140 mw/m^2 d'Est à Ouest de l'Antarctique (voir figure 1.14). Fox Maule et al. (2005) ont utilisé les données de champ magnétique obtenues par satellite pour estimer le flux géothermique sous la calotte de glace Antarctique (mieux expliqué dans le chapitre 4). Ils en déduisent que le flux géothermique sous la calotte varie entre 40 et 185 mw/m^2 et que les secteurs de flux géothermique élevé coïncident avec le volcanisme et quelques secteurs connus pour avoir des fleuves de

glace. Llubes et al. (2006) ont utilisé des données géologiques pour construire une carte du flux géothermique. En considérant la loi empirique définie par Sclater et al., (1980), qui montrent que le flux géothermique diminue avec l'âge de la croûte, ils ont divisé le continent Antarctique en 5 régions où le flux géothermique augmente entre 51 mw/m^2 dans les zones côtières de l'Antarctique orientale, et 69 mw/m^2 sur la limite nordique de l'Antarctique occidentale. Au cours de ma thèse j'ai utilisé les trois cartes du flux géothermique, pour évaluer et étudier de quelle façon, les flux dégagés par le socle conditionnent les vitesses d'écoulement de la glace sur le continent (chapitre 4).

1.7.2 Les modèles de glace

Entre les moyens pour comprendre un système complexe tel que la calotte de glace antarctique en réponse au changement climatique, nous avons les modèles numériques de glace. Modèles conçus pour simuler au cours des temps la géométrie de la calotte de glace (p. ex., La topographie de la surface, l'épaisseur de glace, la topographie du socle, etc.) ainsi que leurs caractéristiques physiques (p. ex., volume, morphologie, climatologie, etc.). Parmi les principaux phénomènes physiques qui tiennent compte ces modèles de glace nous mentionnons : le régime thermique du glacier, la viscosité de la glace, le glissement de la glace sur le socle rocheux, la dynamique de la glace flottante, la migration de la ligne d'échouage, entre autres.

L'utilisation de ces modèles permettant par exemple :

- Estimer les champs de vitesse et de températures pour une partie ou l'ensemble d'une calotte glaciaire.
- Étudier la variabilité de la topographie de la surface, topographie du socle, épaisseur de glace, ligne d'échouage, vitesse et température de la glace, etc., en réponse aux conditions climatiques (p. ex., variations de température, d'accumulation, etc.).

Ces modèles de calotte de glace peuvent aider à reconstruire l'état passé, à comprendre l'état actuel et à prédire l'état futur des calottes. De plus ces modèles offrent la possibilité de tester la sensibilité des calottes sous des conditions climatiques et dynamiques différentes à celles que prévalent actuellement,

permettant en comprendre ses effets sur les calottes et les mécanismes en jeu.

Actuellement nous disposons d'un certain nombre de modèles numériques à grande échelle qui permettent d'étudier l'évolution de la calotte de glace Antarctique. Parmi eux le modèle de glace GRISLI (Grenoble Ice Shelf and Land Ice), développé au LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'environnement) qui est le modèle que j'ai utilisé tout au long de mes trois années de thèse et que j'expliquerai dans le chapitre suivant (chapitre 2).

1.8 Conclusions

À la fin de ce chapitre nous pouvons conclure que la calotte de glace antarctique est assez grande et présente des caractéristiques très particulières telles que : un climat très froid, des précipitations très faibles, de forts vents, et avec une dynamique assez complexe. Actuellement nous disposons des données précises comme la topographie, et des données de terrains plus locales mais en général plus précises, aussi nous disposons des modèles de glace. Pour arriver à bien comprendre tous les mécanismes qui sont dans la calotte de glace antarctique nous proposons dans ce travail de thèse de regrouper tous les moyens dont nous disposons, données et modèles pour essayer de bien la comprendre.

Pour la suite, nous nous consacrerons à décrire les principaux mécanismes pris en compte par les modèles de glace et nous introduirons le modèle de glace GRISLI.

Chapitre 2

2. Modèles de glace à grande échelle

Le but de ce deuxième chapitre est de décrire les principaux mécanismes pris en compte par les modèles de glace à grande échelle, dénombrer les modèles numériques de glace (3D) les plus représentatifs, et introduire le modèle de calotte de glace que j'ai utilisé au cours de mes trois années de thèse, GRISLI (GRenoble Ice Shelf and Land Ice), qui a un couplage thermomécanique et calcule l'évolution de la géométrie (p. ex., surface, épaisseur de la glace, topographie du socle rocheux, etc.) de la calotte au cours du temps en fonction des conditions climatiques.

2.1 Introduction

Au cours des dernières décennies, l'étude des glaciers et de leur réponse au changement climatique a connu un fort développement. Les travaux théoriques réalisés dans les années 50 et 60 ont été complétés par l'élaboration de modèles numériques de glaciers et de calottes de glace avec plusieurs degrés de complexité (Oerlemans 2008). A ce jour un nombre croissant de modèles numériques de glace ont été développés pour simuler la géométrie des glaciers et des calottes de glace (p. ex. topographie de la surface, épaisseur de la glace, topographie du socle rocheux, etc.) ainsi que leurs caractéristiques physiques (p. ex. volume, surface, morphologie, climatologie, épaisseur de la glace, etc.) (King J.C. et Turner J., 1997.) Ces modèles sont conçus pour étudier l'impact

des conditions aux limites sur le climat et prévoir des événements climatiques spécifiques par exemple, l'élévation du niveau des mers.

Les modèles numériques de glace ont pour premier objectif de simuler l'évolution d'une calotte de glace au cours du temps. Leur réalisme dépend premièrement des équations utilisées. C'est justement des forces et des faiblesses des modèles que nous discuterons au cours de ce chapitre.

Une des limites des modèles de glace à grande échelle (s'ils se contentent des approximations les plus simples, voir SIA plus bas) est leur incapacité à modéliser de larges valeurs de vitesses d'écoulement de glace dans les calottes de glace (p. ex., Antarctique, Groenland) (Shepherd et Wingwham, 2007 ; Truffer et Fahnestock 2007 ; Vaughan et Arthern 2007). C'est pour cela que de plus en plus, les modèles de glace incorporent des approximations plus réalistes (Bueler et Brown 2009).

De nos jours, on distingue plusieurs grandes familles de modèles hiérarchisés et montrés dans la figure (2.1) : les modèles les plus complets sont appelés « Full Stokes », ils sont à 3D, toutes les variables dépendent de toutes les dimensions géométriques et ces modèles résolvent, avec différentes techniques, tous les systèmes de Stokes sans faire d'approximations (§.2.2.4 Systèmes des équations de Stokes eq.2.4). Ces modèles sont trop coûteux pour des applications réalistes, en particulier ce qui concerne l'évolution dans le temps des grandes calottes glaciaires sur de longues périodes.

A partir de simplifications rigoureuses des termes négligeables (p. ex., les contraintes longitudinales) dans les équations de Stokes ont été élaborés les modèles de « higher order » (Hindmarsh 2004) et le modèle de Blatter (Blatter 1995). Ce dernier est à 3D et il est implémenté sur l'ensemble du continent mais pas avec une fine résolution (Blatter 1995). Le développement proposé par Pattyn (2003) arrive aux mêmes équations mais avec une implémentation différente, c.-à-d., il a résolu les équations de Stokes avec son dérivé pendant que Blatter fondamentalement intègre ces équations.

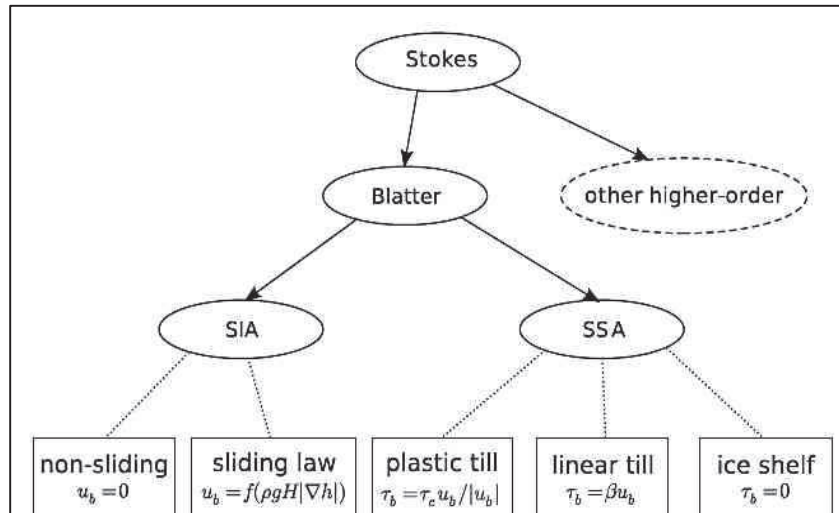


Figure 2.1. Hiérarchie des modèles de glace : des plus complexes (modèles appelées « Full Stokes ») aux plus simples (modèles basées sur les approximations de la couche mince : SIA (Shallow Ice Approximation) et SSA (Shallow Shelf Approximation)). Les ellipses représentent les modèles de glace et les rectangles représentent les paramétrisations appliqués dans les deux modèles : SIA et SSA (figure extraite du Bueler et Brown (2009)).

Ensuite, poussant encore plus loin, les simplifications on dérive des modèles de glace les plus simples, lesquels sont basés sur les approximations de la couche mince pour simplifier les équations de Stokes Shallow Ice Approximation (SIA) (Hutter, 1983 ; Morland et Johnson, 1980) et Shallow Shelf Approximation (SSA) dans les régions où l'écoulement est particulièrement rapide, glace flottante (Morland, 1987) et fleuves de glace (MacAyeal 1989).

La plupart des modèles 3D à grande échelle, y compris GRISLI (modèle utilisé dans cette thèse) emploient les approximations SIA dans les calottes de glace et SSA dans les fleuves de glace pour simplifier les équations et pour réduire le coût informatique. L'approximation de la couche mince (SIA) dérive du fait que les calottes glaciaires

ont une épaisseur extrêmement faible par rapport à leurs dimensions horizontales. La SIA présente aussi l'avantage de donner des formulations analytiques pour les vitesses (Schafer 2007) (on reviendra aux approximations SIA et SSA dans §2.2.7.3 et §2.2.7.4 respectivement).

Maintenant nous décrivons les principaux processus et mécanismes physiques qui sont pris en compte dans les modèles de glace 3D à grande échelle et en particulier dans le modèle de glace GRISLI.

2.2 Description générale d'un modèle de calotte de glace à grande échelle

Tout au long de cette thèse, j'utiliserai le référentiel et les notations présentés aux sections §2.2.1 et §2.2.2, respectivement.

2.2.1 Référentiel

Les équations dans ce manuscrit sont exprimées dans un repère cartésien (x, y, z) , x et y étant les coordonnées horizontales, z la coordonnée verticale. L'axe (Oz) est orienté vers le haut du système cartésien et a pour origine le niveau des mers actuel, comme indiqué sur la figure (2.2). La surface et le socle rocheux d'une calotte de glace quelconque sont notés $z=S(x, y)$ et $z=B(x, y)$, respectivement.

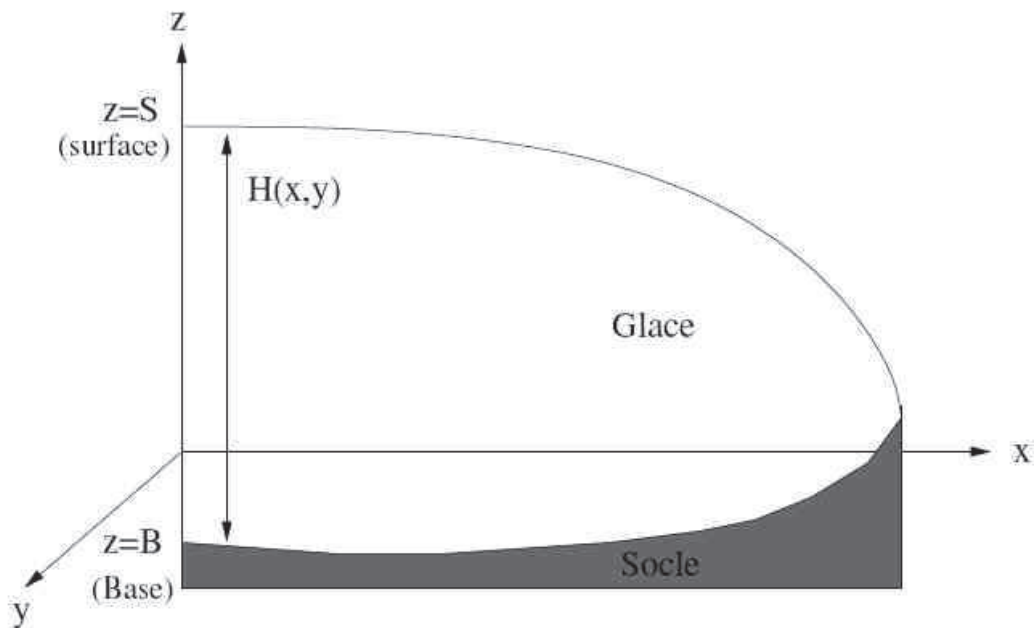


Figure 2.2. Référentiel du modèle de calotte de glace. Les équations sont exprimées dans un repère cartésien (x, y, z) ; où x et y sont les coordonnées horizontales, z la coordonnée verticale dirigée vers le haut. L'origine est au niveau des mers actuel (figure extraite de Dumas (2002)).

2.2.2 Notations

Coordonnées

| | |
|-----------|------------------------------|
| t | temps (an) |
| x, y, z | coordonnées spatiales (m) |
| ζ | coordonnée verticale réduite |

Variables géométriques

| | |
|--------------|----------------------------|
| $S(x, y, z)$ | altitude de la surface (m) |
|--------------|----------------------------|

| | |
|---------------------|--------------------------------------|
| $H(x, y, z)$ | épaisseur de la glace (m) |
| $B(x, y, z)$ | altitude du socle rocheux (m) |
| $Slv(t)$ | niveau des mers : $Slv(0)=0$ |
| $S_{flot}(x, y, t)$ | niveau de flottaison |
| $Cry(x, y)$ | courbure transversale de la surface |
| $Crx(x, y)$ | courbure longitudinale de la surface |

Variables physiques

| | |
|------------------------------|--|
| $T(x, y, z)$ | température de la glace (°C) |
| $\vec{u}(x, y, z, t)$ | vitesse d'écoulement de la glace (m/an) : $\vec{u}=(u_x, u_y, u_z)$ |
| $\vec{u}_x(x, y, z, t)$ | composante selon x de la vitesse (m/an) |
| $\vec{u}_y(x, y, z, t)$ | composante selon y de la vitesse (m/an) |
| $\vec{U}(x, y, t)$ | vitesse horizontale moyennée sur l'épaisseur (m/an) $\vec{U}=(U_x, U_y)$ |
| $\vec{u}_b(x, y, t)$ | vitesse de glissement de la glace sur le socle rocheux (m/an) |
| $Abl(x, y, t)$ | taux d'ablation (m/an) |
| $Acc(x, y, t)$ | accumulation en surface (m/an) |
| $M(x, y, t)$ | bilan de masse en surface (m/an) : $M=Acc-Abl$ |
| $P(x, y, t)$ | précipitations en surface (m/an) |
| $T^{ANN}(x, y, t)$ | température moyenne annuelle en surface (°C) |
| $T^{JJJ}(x, y, t)$ | température moyenne d'été en surface (°C) |
| $b_{melt}(x, y, t)$ | fusion à la base de la glace (m/an) |
| $T_f(x, y, t)$ | température de fusion de la glace (°C) |
| $K_g(T)$ | conductivité thermique de la glace (W/K.m) |
| $K_s(T)$ | conductivité thermique du socle (J/K.m.an) |
| $c(T)$ | capacité thermique de la glace (J/mol.kg) |
| $\Phi(x, y)$ | flux géothermique (W/m²) |
| $\eta(x, y, z, t)$ | viscosité de la glace (Pa.s) |
| $\tau(x, y, z, t)$ | taux de contraintes (Pa) |
| $\sigma(x, y, z, t)$ | tenseur des contraintes |
| $\dot{\epsilon}(x, y, z, t)$ | taux de déformation (1/s) |

| | |
|-----------------------------|---|
| Q | énergie d'activation de la loi de déformation (J/mol) |
| B_{AT} | coefficient de la loi de fluage ($1/\text{Pa}^3 \cdot \text{an}$) |
| Constantes physiques | |
| g | accélération de la pesanteur, 9.81 m/s^2 |
| ρ_i | densité de la glace 910 kg/m^3 |
| ρ_w | densité de l'eau de la mer 1028 kg/m^3 |
| R | constante des gaz parfaits 8.314 J/mol.k |

Les calottes de glace s'écoulent sous l'effet de la gravité du centre vers les bords et cet écoulement est alimenté par la neige, qui se densifie par compaction avec la profondeur, pour finalement devenir de la glace. Les variations d'épaisseur de glace sont liées au déséquilibre entre le drainage par écoulement et l'alimentation. Nous allons voir maintenant les équations qui régissent ces processus et les stratégies suivies pour traiter ces équations dans les modèles, en particulier les approximations couramment utilisées.

2.2.3 Conservation de la masse

2.2.3.1 Condition d'incompressibilité appliquée à un volume de glace

La glace est supposée incompressible et sa densité est considérée constante sur toute l'épaisseur de la calotte. Cette hypothèse n'est pas valable dans la couche de névé et la plupart des modèles remplacent cette couche de névé par une couche de glace de masse équivalente. La condition d'incompressibilité, appliquée à un volume de glace, est décrite par l'équation (2.1), ce qui donne la relation entre les vitesses horizontales et verticales.

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0 \quad (2.1)$$

Où u_x, u_y, u_z correspondent aux composantes de la vitesse sur les trois directions (u_x, u_y pour les axes horizontaux et u_z pour l'axe vertical).

2.2.3.2 Conservation de la masse appliquée à un volume de glace

Les conditions aux limites pour la vitesse verticale u_z à la base et à la surface d'une calotte de glace sont :

A la base ($z=B$) :
$$u_z(B) = b_{melt} - \frac{\partial B}{\partial t} + u_x(B) \frac{\partial B}{\partial x} + u_y(B) \frac{\partial B}{\partial y}$$

Les conditions aux limites de u_z à la base, dépendent de :

- La fusion basale, b_{melt} laquelle dépend de la fusion ou du regel de la glace sous l'influence du flux géothermique dans la glace posée ou par la chaleur apportée par les océans dans le cas de glace flottante.
- L'enfoncement isostatique du socle $\frac{\partial B}{\partial t}$ et
- Le déplacement de la glace selon la pente du socle rocheux.

A la surface ($z=S$) :
$$u_z(S) = M - \frac{\partial S}{\partial t} + u_x(S) \frac{\partial S}{\partial x} + u_y(S) \frac{\partial S}{\partial y}$$

Les conditions aux limites de u_z à la surface $z=S$ dépendent :

- Du bilan en Surface, $M = Acc - Abl$ lequel dépend des conditions climatiques et contrôle l'existence des calottes.

- De la variation d'altitude de la surface au cours du temps $\frac{\partial S}{\partial t}$ et
- Du déplacement de la glace selon la pente de la surface.

En intégrant verticalement l'équation (2.1) entre la base rocheuse B et la surface S et en tenant en compte des conditions aux limites pour la vitesse verticale u_z nous obtenons l'équation de conservation de la masse (2.2), qui est l'équation de base qui régit l'évolution des calottes dans les modèles de glace. Celle-ci correspond à un équilibre entre ce qui arrive à la calotte en termes de masse (accumulation) et les pertes (fonte et écoulement de la glace).

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla(\vec{U} H) + M - b_{melt} \quad (2.2)$$

Où ∇ est l'opérateur de gradient horizontal bidimensionnel $\left(\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}\right)\right)$, t le temps (en années), M le bilan en surface, b_{melt} la fusion basale, $\vec{U} H$ correspond au flux horizontal de glace, \vec{U} la moyenne sur l'épaisseur de la vitesse horizontale et H l'épaisseur de la glace. L'épaisseur de la glace est définie par : $H = S - B$.

2.2.4 Principes fondamentaux de la dynamique (équations de Stokes)

Nous savons que la glace est susceptible de se déformer si elle est soumise à des contraintes, il est donc nécessaire de les déterminer. La figure (2.3) montre les différentes contraintes appliquées sur un cube élémentaire de glace.

Où τ_{ij} sont les composantes du *tenseur de contraintes*, le premier indice (i) correspond au plan sur lequel la force du vecteur élémentaire est appliquée, et le deuxième indice (j) est la direction de la projection du vecteur. i et j représentant les composantes x, y ou z .

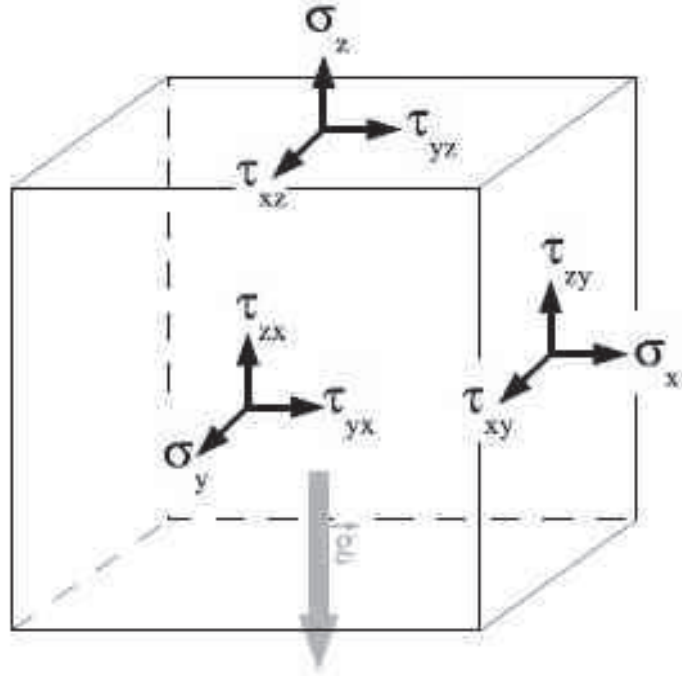


Figure 2.3. Composantes des contraintes sur un cube élémentaire de glace

Si $i \neq j$, on parle de contraintes de cisaillement (*shear stress*) et si $i = j$, on parle de contraintes normales ou longitudinales (*longitudinal stress*), on utilise souvent la notation σ_i pour τ_{ii} , donc ($\sigma_x = \tau_{xx}$, $\sigma_y = \tau_{yy}$, $\sigma_z = \tau_{zz}$)

Le *déviateur des contraintes* τ'_{ij} est défini à partir du tenseur des contraintes et de la pression, $\tau'_{ij} = \tau_{ij} - \delta_{ij} \sigma_0$ (2.3)

Où $\sigma_0 = \frac{(\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z)}{3}$; σ_0 représente l'opposé de la pression moyenne et δ représente le symbole de Kronecker. Si $i = j$, alors $\delta_{ij} = 1$, et si $i \neq j$, alors $\delta_{ij} = 0$. On utilisera la notation σ'_i pour τ'_{ii} .

Ainsi la cission efficace τ^2 peut être définie comme : $\tau^2 = \frac{1}{2} \sum_{ij} (\tau'_{ij})^2$

En négligeant les accélérations, l'équilibre des forces qui agissent sur un élément de glace est décrit par le système d'équations d'équilibre quasi-statique (2.4)

$$\begin{cases} \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} = \rho_i g \end{cases} \quad (2.4)$$

Où ρ_i est la densité de la glace et g est l'accélération de la pesanteur.

2.2.5 Déformation de la glace

La glace se déforme comme un fluide visqueux non newtonien sous l'effet des contraintes. Cette déformation peut être définie par une relation entre le tenseur des taux de déformation et celui du déviateur des contraintes. Le tenseur du taux de déformation $\dot{\epsilon}_{ij}$, est défini par l'équation (2.5)

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.5)$$

Où U est le vecteur vitesse, les indices i et j représentent la direction suivant x , y ou z .

Lorsque la glace est isotrope, le tenseur du déviateur des contraintes τ'_{ij} et celui du taux de déformation $\dot{\epsilon}_{ij}$ sont proportionnels (2.6) :

$$\dot{\tau}_{ij} = 2 \eta \dot{\epsilon}_{ij} \quad (2.6)$$

Où, η est la viscosité de la glace. D'après les mesures de déformations faites en laboratoire, la viscosité de la glace dépend elle-même de la cisssion efficace τ , suivant une loi de puissance de type Norton-Hoff (appelée loi de Glen par les glaciologues).

$$2 \dot{\epsilon}_{ij} = B_{AT}(T_m) \tau^{n-1} \dot{\tau}_{ij} \quad (2.7)$$

Le coefficient B_{AT} dans l'équation (2.7) dépend de la température, modulée par son écart à la température de fusion. Il y a plusieurs formulations selon les modèles. La formulation au LGGE, dans GRISLI, est donnée par l'équation (2.8) où est fonction de la température selon une loi d'Arrhenius. Les autres modèles (p. ex., GLIMMER (Rutt et al., 2009) et PISM (Bueler et al., 2007)) suivent la formulation de Paterson et Budd (1982), où l'expression revient quasiment à la même formulation que celle du LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement).

$$B_{AT}(T_m) = B_{AT0} \cdot e^{\frac{Q}{RT_m}} \text{ où } \frac{1}{T_m} = \frac{1}{T_f} - \frac{1}{T} \quad (2.8)$$

Où T_m est la température corrigée de la dépendance à la profondeur, T est la température (kelvin), Q est l'énergie d'activation, R est la constante des gaz parfait et T_f est la température de fusion de la glace.

L'exposant n , le coefficient et l'énergie d'activation sont différents selon les gammes de contraintes et de température considérées. Plusieurs processus contribuent à la déformation de la glace (e.g. dislocations à l'intérieur des cristaux, mouvements des cristaux, etc.) auxquels il faut aussi ajouter les processus de grossissement des cristaux, de migrations de grains entre les cristaux, la re-cristallisation dynamique, etc.

La plupart des modèles de calotte (GLIMMER (Rutt et al., 2009), SICOPOLIS (Greve 1995, Robinson A., et al., 2010), PISM (Bueler et al., 2007), HUYBRECHTS

(Huybrechts 1990), etc.) utilisent un exposant $n=3$. Dans le modèle de glace GRISLI, on utilise une loi polynomiale, avec $n=3$ et $n=1$. En effet, Dumas (2002) a comparé les vitesses de bilan et les vitesses de déformation obtenues par GRISLI, et a remarqué que ces vitesses de déformation étaient très faibles dans le centre de la calotte, endroits caractérisés pour avoir des très faibles contraintes et de basses températures dans la glace. Il a donc proposé un exposant $n=1$ dans les régions centrales et $n=3$ ailleurs.

Le coefficient B_{ATo} et l'énergie d'activation dépendent de la température et sa paramétrisation varie selon l'auteur, par exemple :

Dans le modèle GRISLI (Dumas 2002) :

$$\begin{cases} B_{ATo} = 1.66 \times 10^{-16} Pa^{-3} an^{-1} & \text{et} & Q = 78.2 kJ/mol & \text{si} & T_m \leq 266.65 K \\ B_{ATo} = 2 \times 10^{-16} Pa^{-3} a^{-1} & \text{et} & Q = 95.45 kJ/mol & \text{si} & T_m \geq 266.65 K \end{cases}$$

La température de fusion, T_f dépend de la pression hydrostatique (ou de la profondeur). Dans le cas de GRISLI, celle-ci est formulée par : $T_f = -C_m \rho_g g H - 0.0024 P'$, où $C_m = 0.0074$ °C/bar, est un coefficient de variation donné par la loi de Clapeyron pour de l'eau pure. P' est d'environ 10 bar, donc la correction due à l'air dissous est d'environ 0.0024°C quelque soit la profondeur. Le coefficient C_m dépend des auteurs, par exemple pour GLIMMER $C_m = 9.76 \times 10^{-8}$ °C/bar (Rutt et al., 2009) et pour PISM $C_m = 8.66 \times 10^{-4}$ °C/bar (Bueler et al., 2007, Bueler et Brown 2009).

2.2.6 Loi de Glen

Il est apparu dès les premiers modèles de calotte que l'utilisation de la loi de Glen telle qu'elle est obtenue en laboratoire, mène à des calottes nettement plus

épaisses que celles observées (Huybrechts 1990, Ritz 1997). Un « *enhancement factor* » (en général est entre 3 et 5) a alors été introduit et justifié par le fait qu'il prenait implicitement en compte l'effet de l'anisotropie et des impuretés. La loi de Glen peut alors être exprimée par :

$$2 \dot{\epsilon}_{ij} = E B_{Ato} \tau^{n-1} \tau_{ij} \quad (2.9)$$

Le paramètre à ajuster dans la loi de Glen correspond au « *enhancement factor* » (E) qui est inclus dans la plupart des études de modélisation des calottes de glace.

En effet, dans le modèle de glace SICOPOLIS pour le Groenland « l'*enhancement factor* » dépend de l'époque de déposition de la glace. Pour la glace Holocène ou Eemian (périodes chaudes : entre 11 ka BP et le présent, ou entre 132 et 114.5 ka BP) il est égal à 1, et pour la glace de l'époque glaciaire (périodes froides) il est égal à 3, (Greve, R. 2005, Robinson A., et al., 2010). La justification de cette approche est liée au contenu en poussières plus grand pour la glace de l'époque glaciaire et à l'hypothèse que cette poussière diminue la viscosité de la glace.

Pour les quelques modèles qui se sont attaqué à l'Antarctique (Huybrechts, Polar, Ritz), il est rapidement apparu qu'un « *enhancement factor* » de l'ordre de 3, donnait des vitesses d'écoulement des glaces flottantes beaucoup trop grandes par rapport aux observations. Dans ces modèles, les auteurs ont alors pris une autre valeur de « l'*enhancement factor* » (souvent inférieure ou égale à 1) lorsqu'ils traitaient des glaces flottantes. Cette valeur plus faible s'applique également dans les fleuves de glace lorsque ceux-ci sont traités par la même équation que celle des glaces flottantes. Dans le tableau (2.1) nous pouvons voir un résumé des valeurs d' *enhancement factor* dans quelques modèles à grande échelle.

L'explication physique est à trouver dans l'anisotropie de la glace. La fabrique (orientation préférentielle) trouvée dans les calottes polaires tend à favoriser la déformation en cisaillement dans un plan vertical. Ce mode de déformation est prédominant pour les régions centrales où l'écoulement est plutôt lent, il faut alors prendre un *enhancement factor* de l'ordre de 3 pour simuler cet effet. Par contre, lorsque les écoulements sont rapides (ice shelves et ice streams), les contraintes longitudinales deviennent pré-

pondérantes et la même fabrique limite alors l'écoulement et demande l'utilisation d'un *enhancement factor* inférieur à 1.

| Modèles | Région | E_{SLA} | E_{SSA} |
|------------|-------------|---------------------|-----------|
| GRISLI | Antarctique | 3 | 0.5 |
| Huybrechts | Antarctique | 5 | 1 |
| GLIMMER | Antarctique | 3 | - |
| PISM | Antarctique | 3 | - |
| PISM | Groenland | 1 (périodes froids) | - |
| MAINE | Antarctique | 3 | - |

Tableau 2.1 : valeurs d' *enhancement factor* de la loi de Glen dans quelques modèles de glace à grande échelle.

A l'aide d'un modèle d'écoulement rigoureux qui prend explicitement en compte l'anisotropie de la glace, Ying Ma et al., (2010) ont confirmé les valeurs d'*enhancement factor* qui avaient empiriquement été utilisées dans les modèles grande échelle.

En résumé, l'*enhancement factor* est un paramètre des modèles (GRISLI y compris), qui est souvent utilisé comme paramètre d'ajustement pour améliorer le volume de la calotte, ou directement pour un meilleur accord avec les vitesses observées. La valeur de ce paramètre est de l'ordre de 3 en cisaillement et inférieur à 1 dans les fleuves de glace et dans les glaces flottantes.

2.2.7 Dynamique des écoulements

L'ensemble des équations, incompressibilité (2.1), déviateur des contraintes (2.3), équilibre quasi-statique (2.4), taux de déformation (2.5), et lois de déformation de la glace (2.10) mène aux équations de Full Stokes. Mais comme leur résolution numé-

rique est trop lourde pour les modèles à grande échelle, il faut donc faire des approximations.

L'écoulement de la glace en Antarctique se présente sous 2 types d'écoulement qui sont présentés dans les deux paragraphes suivants.

2.2.7.1 Écoulement de la glace posée :

L'écoulement de la glace posée est très lent, de l'ordre de quelques mètres par an, sous l'action de la gravité qui provoque la déformation de la glace. Les fleuves de glace (bien que posés) ne font pas partie de cette catégorie. La plupart des auteurs modélisent l'écoulement de la glace dans cette partie, en utilisant la Shallow Ice Approximations (SIA) (figure 1.4, schéma d'une calotte de glace).

2.2.7.2 Écoulement rapides :

Les écoulements rapides de glace dans la calotte Antarctique correspondent à la dynamique de la glace flottante et aux fleuves de glace (figure 1.4, schéma d'une calotte de glace). La plupart des auteurs qui modélisent l'écoulement rapide de la glace utilisent les approximations de Shallow Shelf (SSA). La glace flottante se trouve sous forme de plates-formes de glace flottantes qui sont attachées à la partie posée de la calotte. Ces plates-formes sont alimentées par le flux de la glace venant du centre de la calotte. D'après le principe d'Archimède, (**« tout corps totalement ou partiellement submergé dans un fluide statique, subit une force verticale ascendante égale au poids du volume de fluide déplacé par ce corps »**), le critère de flottaison s'écrit:

$$\rho_w \cdot (Sl - B) = \rho_i \cdot H \quad (2.10)$$

Où, Sl est le niveau de la mer, ρ_w la densité de l'eau et ρ_i la densité de la glace.

Les fleuves de glace sont localisés dans la partie posée de la calotte et ils sont caractérisés par des écoulements de glace plus rapides (supérieurs à 100 m/an) que

dans les zones adjacentes. Ils ont une très faible pente de surface ($< 10^{-3}$). Utiliser la shallow ice approximation, même associée à une loi de glissement, ne peut pas les représenter puisque dans ces deux cas la vitesse est principalement fonction de la pente de surface.

2.2.7.3 Shallow Ice Approximation (SIA)

Une démonstration rigoureuse de cette approximation a été proposée par Morland (1983) et Hutter (1984), mais les équations en elles-même étaient déjà utilisées (e.g. Mahaffy (1976) et Jenssen (1977)) car elles peuvent s'obtenir de façon intuitive en supposant que les gradients horizontaux sont négligeables par rapport aux gradients verticaux, c'est à dire :

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x}, \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial y} \ll \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial z} \quad (2.11)$$

L'approximation de la couche mince (*Shallow Ice Approximation, SIA*) s'obtient à partir du fait que les calottes glaciaires ont une épaisseur extrêmement faible par rapport à leurs dimensions horizontales. En raison d'une telle géométrie, pour une quantité quelconque on peut négliger les dérivées horizontales par rapports à la dérivée verticale. Ce type d'approximation s'applique dans le partie posée de la calotte de glace Antarctique où l'écoulement de la glace est lent.

Dans ce cas, le système d'équations (2.4) devient :

$$\begin{cases} \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} = \rho_i g \end{cases} \quad (2.12)$$

Donc, en intégrant l'équation 3 du système d'équations (2.12) selon l'axe vertical de Z jusqu'à la surface S, nous obtenons :

$$\tau_{zz} = \rho_i \cdot g \cdot (S - Z) \quad (2.13)$$

Ensuite, en substituant (2.11) et (2.13) dans le système des équations (2.7) et en intégrant l'équation résultante selon l'axe des Z, les *shear stress* horizontaux, τ_{xz} et τ_{yz} peuvent être approximés par :

$$\begin{cases} \tau_{xz} = -\rho_i g \frac{\partial S}{\partial x} (S - z) \\ \tau_{yz} = -\rho_i g \frac{\partial S}{\partial y} (S - z) \end{cases} \quad (2.14)$$

Après, en substituant (2.14) dans l'équation (2.5), et en intégrant l'équation résultante par rapport à la verticale, nous obtenons la vitesse horizontale correspondant à la partie posée de la calotte :

$$\vec{u} = -(\rho_i g)^n (\vec{\nabla} S \cdot \vec{\nabla} S)^{\frac{n-1}{2}} \vec{\nabla} S \cdot E_{SLA} \int_B^z B_{AT}(T_m) (S - z')^n dz' + \vec{u}_b \quad (2.15)$$

Où $\vec{u}_b = (u_{bx}, u_{by})$ est la vitesse de glissement à la base de la calotte, dans la direction x et y respectivement.

Puis une seconde intégration donne la formulation pour les vitesses moyennes sur l'épaisseur.

$$\vec{U} = -(\rho_i g)^n (\vec{\nabla} S \cdot \vec{\nabla} S)^{\frac{n-1}{2}} \vec{\nabla} S \cdot E_{SLA} \int_B^z B_{AT}(T_m) (S - z')^n dz' + \vec{u}_b \quad (2.16)$$

Il faut remarquer que la *Shallow Ice approximation* a besoin d'imposer des vitesses à la base de la calotte. C'est le rôle des lois de glissement ou de frottement que nous allons voir.

2.2.7.3.1 Glissement basal

Le glissement à la base de la calotte Antarctique est déterminé par deux processus : le glissement de la glace sur le lit rocheux, et la déformation de ce lit. Plusieurs lois de glissement et de déformation des sédiments sous-glaciaires ont été développées, mais les paramètres gouvernant ces lois dépendent des caractéristiques entre l'interface glace-sédiment.

Malgré la diversité des lois de glissement utilisées, Paterson (1994) a remarqué que la grande majorité des lois sont de la forme :

$$Ub = k \left(\frac{\tau_b^a}{N^b} \right) \quad (1.17)$$

Où la vitesse basale (Ub) est proportionnelle au contrainte de glissement basal (en anglais, driving stress basal (τ_b^a)) ; k est un paramètre ajustable, les exposants a et b varient selon les auteurs, et N est la pression effective définie par :

$$N = \rho_i g H - P_w$$

Où P_w est la pression d'eau sous-glaciaire définie par : $P_w = \rho_w g (Sl - B)$

Ça c'est près de la côte et si on considère que l'eau sous glaciaire est en équilibre hydrostatique avec l'océan. C'était le cas dans GRISLI du début (Ritz 2001), maintenant, il y a une équation d'hydrologie sous-glaciaire.

Pour la loi de Weertman : $b=0$, $a = 2$ et k dépend de la rugosité (Weertman 1957).

Pour la loi de Budd : $b=1$, $a=3$ (Budd et al., 1984);

Pour la loi de Bindschadler (Bindschadler 1983) : $b=1$; $a=3$; le coefficient k calibré sur des glaciers alpins est $k=0.84 \times 10^{-8} \text{ m.an}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-2}$ dans l'article original mais les auteurs qui ont utilisé cette loi pour les calottes polaires ont pris des coefficients souvent plus élevés (jusqu'à plusieurs ordres de grandeurs). Dans Ritz et al., (2001), la formulation est écrite d'une façon un peu différente et donc on ne peut pas utiliser le coefficient tel quel. L'intérêt de cette loi est que le paramètre ajustable k reste constante, que l'on tienne compte de la pression d'eau ou non.

Quelle qu'elle soit, la loi de glissement n'est prise en compte que lorsque l'interface glace – socle est à la température de fusion. Donc si la base de la calotte est à une température inférieure à la température de fusion, on suppose que la vitesse basale est nulle (Dumas 2002). Le passage non-glissement glissement, peut se produire avec des critères sur la température basale (pas de glissement en base froide), ou avec l'eau sous glaciaire (pas de glissement quand il n'y a pas d'eau).

2.2.7.4 Shallow Shelf Approximation (SSA)

Les équations de vitesses qui gouvernent les écoulements rapides (fleuves de glace et glace flottante) sont déduites d'une simplification du système d'équations de Stokes. Cette approximation, appelée SSA (shallow shelf approximation) est aussi de type couche mince mais avec une condition basale différente (un frottement au lieu d'une vitesse de glissement). Un résultat de cette approximation est que la vitesse horizontale est indépendante de la profondeur ce qui permet d'exprimer le champ de vitesse avec le système d'équations suivant (proposé par MacAyeal, 1989).

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left\| 2 \bar{\eta} H \left(2 \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} \right) \right\| + \frac{\partial}{\partial y} \left\| \bar{\eta} H \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \right\| = \rho_i g H \frac{\partial S}{\partial x} - \tau_{bx} \\ \frac{\partial}{\partial y} \left\| 2 \bar{\eta} H \left(2 \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_x}{\partial x} \right) \right\| + \frac{\partial}{\partial x} \left\| \bar{\eta} H \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) \right\| = \rho_i g H \frac{\partial S}{\partial y} - \tau_{by} \end{cases} \quad (2.18)$$

Où $\bar{\eta}$ est la viscosité moyenne verticale sur l'épaisseur de la glace, τ_{bx} et τ_{by} sont, res-

pectivement, les composantes x et y du frottement (dragging) basal.

L'écoulement de la glace rapide (fleuves de glace et glace flottante) est limité par le frottement basal et le cisaillement dans un plan horizontal (termes $\partial u_x / \partial y$ et $\partial u_y / \partial x$). Mais comme les plates-formes de glace flottante s'écoulent sur l'eau sans rencontrer de résistance alors leur frottement basal est nul.

2.2.7.4.1 Frottement basal (dragging)

L'équation (2.18) fait apparaître un terme de frottement basal. On remarque ici une différence d'approche avec la SIA dans laquelle on calcule une vitesse basale à l'aide d'une loi de glissement. Dans l'équation (2.18) c'est le frottement qui est prescrit à la fin (c.-à-d., τ_{bx} et τ_{by}). Ce frottement va dépendre des caractéristiques du socle : sédiment ou roche et pression d'eau à l'interface glace-socle. On considère que pour avoir un frottement faible et donc de grandes vitesses de glace, il faut une couche de sédiments mais les propriétés mécaniques des sédiments sont elles-mêmes mal connues. Deux types de comportements sont envisagés.

- **Sédiment visqueux** : Cette approche est celle qui avait été proposée par MacAyeal (1989). Dans le cas d'une viscosité newtonienne pour les sédiments, on peut écrire :

$$\tau_b = -\beta U_b \quad (2.19)$$

Où β est positif et le signe «-» vient du fait que le frottement est opposé à la vitesse basale.

C'est la version actuellement utilisée dans GRISLI, β pouvant éventuellement être fonction de la pression effective N (voir plus loin l'hydrologie sous-glaciaire). En pratique, la façon de calculer β est la principale méthode de calibration du modèle, d'autant plus qu'il peut varier géographiquement, ainsi la façon de faire le calcul de β dans GRISLI, c'est justement l'objet d'une partie du chapitre 4, donc c'est dans celui-là qu'il sont expliquées les différentes méthodes envisagées.

On remarque que cette relation lie les contraintes tangentielles basales et la vitesse basale. La différence avec une loi de glissement utilisée en SIA est par exemple, que le τ_b aurait $a=1$ et $b=0$.

- **Sédiment plastique** : D'autres auteurs (Tulaczyk et al., 1998) supposent que le comportement du sédiment est plastique, c'est à dire qu'il y a une valeur critique de contraintes au delà de laquelle le sédiment se déforme. Dans ce cas là, on peut supposer que c'est cette valeur critique τ_c qui est le frottement à la base. C'est le choix fait dans le modèle de glace PISM (Bueler et Brown 2009), sous la formulation suivante :

$$\tau_b = -\tau_c \cdot \frac{U_b}{|U_b|} \quad (2.20)$$

Où τ_c est un scalaire positif qui représente le seuil de plasticité. C'est une caractéristique locale qui reflète les champs de contraintes du matériel ajouté à la base d'une calotte de glace (p. ex., une combinaison pas bien observée d'eau, de glace et des sédiments granulaires) (Bueler et Brown 2009; Clarke 2005).

Pour modéliser l'écoulement de la glace dans les plates-formes de glace flottantes, on utilise les mêmes équations (2.18) mais le frottement basal est nul $\tau_b=0$, car la glace s'écoule sur l'eau sans rencontrer résistance.

2.2.8 Thermodynamique de la glace

La loi de Glen, équation (2.9) dépend de la température de la glace. Donc, la thermodynamique est nécessaire pour estimer les changements de la distribution de la température de la glace. L'évolution thermique de la calotte de glace est décrite par l'équation :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial z} \left(kg \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial x} \left(kg \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial y} \left(kg \frac{\partial T}{\partial y} \right) - u_x \frac{\partial T}{\partial x} - u_y \frac{\partial T}{\partial y} - u_z \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\Phi}{\rho c} \quad (2.21)$$

où T est la température, kg est la conductivité thermique de la glace, c est la capacité calorifique, ρ est la masse volumique et Φ est la chaleur générée à cause de la friction interne.

Dans l'équation de chaleur (2.21), les termes de diffusion verticale

$\frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial z} \left(kg \frac{\partial T}{\partial z} \right)$ sont prédominants devant les termes de diffusion horizontale

$\frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial x} \left(kg \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial y} \left(kg \frac{\partial T}{\partial y} \right)$, ce qui est normal, car les gradients verticaux de température sont plus importants que les gradients horizontaux. Il est alors possible de négliger les termes horizontaux de diffusion. Ainsi l'équation de la chaleur simplifiée est donnée par :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial z} \left(kg \frac{\partial T}{\partial z} \right) - u_x \frac{\partial T}{\partial x} - u_y \frac{\partial T}{\partial y} - u_z \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\Phi}{\rho c} \quad (2.22)$$

Deux conditions sont nécessaires pour l'intégration de l'équation de la chaleur à travers le temps : la condition de température à la surface et celle à la base.

2.2.8.1 Conditions aux limites

2.2.8.1.1 A la surface

La température de la glace en surface est primordiale dans le calcul des champs de températures, parce qu'elle présente la condition aux limites supérieures dans l'équation. Pour la période actuelle, la température de la glace en surface que les modèles uti-

lisent provient des cartes des températures moyennes annuelles observées. Dans les expériences simulant le passé ou le futur, les variations de cette température est un des forçages climatiques qui joue sur l'évolution de la calotte (avec la précipitation, la chaleur océanique et le niveau des mers).

2.2.8.1.2 A la base

A l'interface glace-socle, il existe deux possibilités :

$$\begin{cases} \text{si } T(h) \geq T_{mp}, & \text{alors } T_b(h) = T_{mp} \\ \text{si } T(h) < T_{mp}, & \text{alors } \frac{\partial T_b}{\partial z} = \frac{-\Phi}{k} \end{cases}$$

où T_{mp} est la température du point de fusion

1. Si la température de la glace est au point de fusion, alors la condition à l'interface est la température de fusion. Dans ce cas on peut atteindre une discontinuité du flux de chaleur dans l'interface. La différence entre le flux géothermique et le flux de chaleur partant vers le haut dans la glace, est utilisée pour le calcul de la fusion de la glace basale. La résolution de l'équation de la chaleur donne donc la valeur de la fusion basale comme sous-produit.

2. Si la température de la glace est au dessous du point de fusion, (zones « base froide »), le flux de chaleur est conservé à travers l'interface (loi de Fourier), le flux venant du socle est le flux géothermique. La conservation du flux de chaleur à travers de l'interface se traduit par : $K_s G_s = K_g G_g$; où G_s et G_g sont les gradients de températures à l'interface du côté socle et glace respectivement. K_s et K_g sont les conductivités thermiques dans le socle et dans la glace respectivement (Dumas 2002). Un point important à prendre en compte est qu'il n'y a pas de glissement si la base est froide car les aspérités du socle rocheux ancrent la couche de glace.

3. Un autre cas est considéré dans certains modèles (p. ex., le modèle de glace SICO-POLIS (Greve, 1995, Robinson A., et al., 2010)) quand une couche de glace basale d'épaisseur non nulle est au point de fusion. On appelle ce cas polythermal.

2.2.9 Hydrologie sous-glaciaire

L'eau sous-glaciaire peut avoir deux origines : L'eau de fonte en surface et l'eau de pluie s'écoule en surface formant un réseau de canaux qui suivent la plus grande pente de la surface mais, à travers des crevasses et moulins, elle peut finir par traverser toute l'épaisseur de glace de la calotte ou du glacier jusqu'à la base. Mais il y a aussi une production basale ainsi que nous l'avons mentionné plus haut. Il y a différents types de drainages sous-glaciaires qui dépendent des conditions à la base du glacier (ou de la calotte). Parmi eux, on peut citer par exemple, le drainage par un film d'eau, par un réseau de cavités, par des canaux (creusés par l'eau, soit dans la glace soit dans les sédiments) et l'écoulement dans les sédiments sous-glaciaires poreux.

Dans le cas de GRISLI, l'écoulement de l'eau sous-glaciaire est supposé non stationnaire et utilise une loi de diffusion (loi proche de la loi de Darcy, qui stipule que la vitesse d'écoulement de l'eau est proportionnelle au gradient du potentiel donné, qui prend en compte l'effet de la pression de l'eau). Pour tenir compte des effets de la dilatation des sédiments par le drainage de l'eau, il augmente la conductivité hydraulique lorsque la pression effective diminue. Ces processus permettent de reconstruire la forme de l'écoulement de l'eau et de distinguer les régions où elle se concentre (Peyaud 2006). Il est possible dans le modèle d'utiliser la pression d'eau calculée par cette équation hydraulique pour faire varier le frottement basal en fonction de la pression effective mais cela n'a pas été utilisé dans les expériences du chapitre 4.

2.2.10 Bilan de masse en Surface

Le bilan de masse en surface est la différence entre l'accumulation de neige (comptée en équivalent glace) déposée à la surface de la calotte et l'ablation (la fusion ou éventuellement érosion due au vent (l'érosion n'est pas prise en compte dans GRIS-

LI)) $M = (Acc - Abl)$ (Rignot et al., 2008, Shepherd et Wingham 2007, Rignot et Thomas 2002, Paterson 1994).

L'accumulation inclut tous les processus qui permettent au matériel d'arriver au glacier. Le matériel est normalement de la neige, laquelle est rapidement transformée en glace. Les avalanches, la formation de givre et la congélation de la pluie en la couche de neige sont des processus d'accumulation. Normalement l'accumulation a lieu sur/ou, proche de la surface du glacier. Au contraire, l'ablation inclut tous les processus par lesquels la neige et/ou la glace sortent du glacier, par exemple : la fonte suivie par l'écoulement, la sublimation, le déplacement de neige par le vent. La fonte suivie de la re-congélation dans une autre partie du glacier n'est pas de l'ablation, parce que le glacier ne perd pas de masse. Le vêlage des icebergs est une forme d'ablation mais pas en surface et n'est donc pas pris en compte dans le terme de bilan de masse en surface. Dans GRISLI, on dispose de la carte d'accumulation proposée par Arthern et al., (2006) et pour calculer le taux d'ablation nous utilisons une relation empirique qui permet de relier la température et le taux d'ablation.

La plupart des modèles de glace (y compris GRISLI) utilisent la méthode PDD (Positive Degrees Day) pour le calcul de l'ablation avec différentes variantes dépendant de l'utilisation de champs saisonniers, mensuels ou journaliers. Une autre approche est d'utiliser un modèle de bilan d'énergie en surface qui est plus physique mais qui demande en plus la connaissance des champs météorologiques.

Le principe du calcul de l'ablation par la méthode PDD (Positive Degrees Day) consiste à supposer que l'énergie disponible lors de la fusion de la glace (melt) est proportionnelle à l'intégration temporelle de la température de la glace au-dessus de 0°C . Le facteur PDD est le nombre de jours de température positive sur une période donnée (Reeh 1991).

2.2.11 Ligne d'échouage

La ligne d'échouage dans une calotte de glace est la ligne qui sépare la glace flottante de la glace posée (chapitre 1, figure 1.4), (Paterson 1994). Sa dynamique joue

un rôle très important dans la dynamique des calottes de glace, car elle détermine les taux de glace sortant de la calotte posée (Schoof C., 2007), et contrôle la plupart du temps la stabilité des calottes de glace marines (Durand et al., 2009). La localisation de la ligne d'échouage dans une calotte marine est très sensible aux variations de l'épaisseur de la glace ou aux variations de l'élévation du niveau des mers (Hughes 1977 ; Thomas 1979) et son mouvement fait avancer ou reculer les calottes marines.

Pour reproduire des comportements réalistes dans une calotte marine il est nécessaire que les modèles de glace soient capables de simuler le mouvement de leur ligne d'échouage, mais beaucoup d'entre eux ont du mal à le faire que ce soit en invoquant les effets du niveau des mers ou l'impact du réchauffement sur l'écoulement de la glace. Le modèle de glace GRISLI est parmi les modèles à grande échelle qui tient compte du mouvement de la ligne d'échouage pour modéliser la calotte de glace Antarctique.

Dans GRISLI, la ligne d'échouage est calculée en utilisant la condition de flottaison (principe d'Archimède) suivante : $\rho_i H = \rho_w B$.

- Si $\rho_i H > \rho_w B$ pour une colonne de glace, alors la glace est considérée comme posée, c'est à dire, qu'elle repose sur le socle rocheux, B .
- Si $\rho_i H < \rho_w B$ pour une colonne de glace, alors la glace est considérée flottante.

Cette condition n'est pas strictement vraie dans de nombreux modèles Full-Stokes, où toutes les contraintes sont résolues, mais cette approche est une bonne approximation avec une justification physique claire et commune dans la modélisation des calottes de glace (Pattyn et al., 2006, Schoof 2007a, Gladstone et al., 2010).

Parmi les autres difficultés pour calculer la ligne d'échouage, on peut citer le poids d'une colonne de glace qui dépend fortement de la densité du névé dans la zone de transition glace posée-flottante. Dans GRISLI, celui-ci est remplacé par une couche de glace équivalente. Enfin, il a été montré qu'il faut une résolution de l'ordre d'une centaine de mètres pour bien simuler les mouvements de la ligne d'échouage (Durand et al

2009) et de ce fait une meilleure prise en compte de ce mécanisme reste une difficulté majeure dans les modèles de grande échelle comme GRISLI.

Dans le cadre de mon sujet de thèse, j'ai surtout étudié l'état actuel de la calotte de glace Antarctique et pour cela, j'ai utilisé une ligne d'échouage fixe.

2.2.12 Modèles de glace à grande échelle

A l'heure actuelle, il existe un certain nombre de modèles numériques à grande échelle permettant d'étudier l'évolution des calottes de glace de l'Antarctique, du Groenland, ainsi que les petites calottes de glace de l'hémisphère Nord. Nous nous concentrons ici sur les modèles thermo-mécaniques en trois dimensions (3D) qui permettent de simuler l'évolution temporelle de la géométrie (surface, épaisseur de la glace) des calottes tout en tenant compte les interactions entre vitesses d'écoulement de la glace et températures de la glace. On peut notamment citer les modèles de glace suivants: GRISLI (Grenoble Ice Shelf and Land Ice) (Ritz et al., 2001), SICOPOLIS (Simulation Code for POLythermal Ice Sheet) (Greve, 1995, Robinson A., et al., 2010), PISM (Parallel Ice Sheet Model) (Bueler et al., 2007), le modèle de Huybrechts (Huybrechts, 1990), CISM (The Community Ice Sheet Model), GLIMMER (Genie Land Ice Model with Multiply Enable Regions) en 3D (Rutt et al., 2009). Dans le cadre du projet américain SeaRISE, une liste de divers modèles de calotte (y compris GRISLI) avec leurs principales caractéristiques est disponible sur le site :

http://websrv.cs.umt.edu/isis/index.php/Participating_Models

Le tableau 2.2 (Annexe B) montre un résumé des principaux modèles de glace 3D, avec leurs caractéristiques les plus importantes.

2.2.12.1 Descriptions et caractéristiques du modèle de glace GRISLI

Le modèle de glace à grande échelle que j'ai utilisé au cours de mes trois années de thèse s'appelle GRISLI. C'est un modèle 3D avec un couplage thermo-mécanique, qui calcule l'évolution de la géométrie des calottes de glace Antarctique, du Groenland et de l'hémisphère Nord au cours du temps en fonction du forçage atmosphérique (Ritz, et al., 2001).

Ce modèle simule à chaque pas de temps les variations d'épaisseur de la glace, de la topographie de la surface, du socle rocheux et il donne également la vitesse et la température de la glace en tout point de la calotte. Ce modèle prend en compte différentes physiques d'écoulement dans la calotte (e.g. écoulement de la glace posée, flottante et dans les zones de fleuves de glace).

Au début de ma thèse, j'ai utilisé le modèle GRISLI afin de modéliser l'évolution de la calotte de glace Antarctique à 40 km de résolution horizontale (141x141 points grilles), dans la projection stéréographique polaire à 71°S et 21 noeuds dans la verticale. Au cours de ce travail, nous avons rapidement détecté, en comparant les signatures de la surface et les courbures observées et modélisées, que le modèle était loin de reproduire la géométrie observée. L'existence de ces problèmes peut être liée à : la résolution du modèle utilisée, les données d'entrée dans le modèle et/ou à la physique du modèle.

Dans le cadre de ma thèse, nous avons passé le modèle de glace GRISLI à une plus fine résolution, 25 km (237x237 points grilles) et plus récemment à 15km de résolution (400x400 points grilles), mais nous nous concentrons, dans ce manuscrit sur les modélisations à 25km de résolution.

Pour l'initialisation du modèle de glace GRISLI, il est nécessaire de fournir des données sur la topographie de la surface, l'épaisseur de la glace, la topographie du socle rocheux, l'accumulation de la glace dans le continent, la température de la glace en surface et le flux géothermique. Nous avons profité d'actualiser la base d'entrée avec les données de topographie de surface proposées par Rémy et celle proposée par Bamber. Pour l'épaisseur de la glace et le socle, nous utilisons les données de BEDMAP et

nous avons ajouté une amélioration faite par Holt et al., 2008 ; pour l'accumulation de la glace, nous utilisons la carte proposée par Arthern et al., 2006. Une description de ces données a été faite dans le chapitre 1.

Parmi les paramètres ajustables dans les modèles que nous avons étudié dans cette thèse (chapitre 4), nous avons : le choix des zones des fleuves de glace dans la calotte Antarctique, les valeurs pour le coefficient du frottement basal, β et les valeurs d' *enhancement factor* E .

Parmi les sorties du modèle, nous avons au cours du temps écoulé dans la simulation : la topographie de la surface et du socle, l'épaisseur de glace, les vitesses d'écoulement, etc. En comparant quelques sorties du modèle (c.-à-d., surface, vitesse d'écoulement de la glace) avec les observations nous pouvons comprendre plusieurs processus tels que l'écoulement de la glace, ce qui permet en retour d'améliorer le modèle et améliorer nos capacités à interpréter les observations.

2.3 Conclusions

Dans ce chapitre nous avons montré une description générale des modèles 3D à grande échelle basée sur les approximations SIA et SSA, pour simplifier les équations de Stokes. Comme nous l'avons vu, la majeure partie de ces modèles de glace ont été conçus avec le but de reconstruire la géométrie des calottes de glace (p .ex., topographie de la surface, épaisseur de la glace, topographie du socle rocheux, etc) du passé, de prédire son évolution dans le futur et entre autre, d'étudier sa réponse aux changements climatiques. Nous avons vu que ces modèles de glace sont basés sur les propriétés mécaniques de la glace (Incompressibilité et rhéologie) et sur l'équilibre des forces. Nous avons montré comment est obtenue l'équation de conservation de la masse qui est l'équation de base qui régit l'évolution des calottes et qui fait intervenir à la fois l'écoulement et l'alimentation/perte en surface.

Dans ces modèles de glace, la surface des calottes (p. ex., Antarctique, Groenland) évolue librement en fonction des divers processus physiques qui régissent l'écoulement de la glace. Parmi eux, nous pouvons insister sur la déformation de la glace qui se fait comme un fluide visqueux non newtonien sous l'effet de son propre poids. Cette déformation varie aussi avec la température (une glace plus froide est plus visqueuse). Nous avons vu que le régime de cette déformation est très différent dans les zones centrales, dans les parties flottantes ou dans les zones de transition de la calotte (c.-à-d., ligne d'échouage), que ce soit en terme d'amplitude des déformations ou de type de contrainte (contrainte de cisaillement et longitudinale).

Nous pouvons aussi insister sur le fait que l'évolution d'une calotte de glace dépend très fortement du bilan de masse en surface (défini par : accumulation – ablation) et à la base (fusion y compris sous les parties flottantes).

Dans l'annexe B, nous avons listé divers modèles de glace 3D y compris le modèle de glace GRISLI (modèle utilisé dans ce travail de thèse) avec leurs principales caractéristiques. Nous avons vu une forte ressemblance entre eux (p. ex., sur la physique utilisée, le domaine d'étude, les données d'entrée pour initialiser les modèles, etc.)

Il nous a semblé important de donner une présentation approfondie de la description générale des modèles 3D de calotte de glace, en particulier pour le modèle de glace GRISLI, afin de mieux comprendre les deux chapitres suivants. Parce que pour modéliser la calotte de glace Antarctique, nous avons besoin de données précises pour initialiser le modèle (p. ex., topographie de la surface, épaisseur de la glace, topographie du socle rocheux, accumulation), mais comme ces informations sont rares et peu précises par endroits, il faut absolument caractériser les données observées dont nous disposons (p. ex., la topographie de la surface et les vitesses de l'écoulement de la glace) par diverses méthodes (p. ex., courbures, vitesses de bilan, etc.) qui seront présentées et étudiées dans le chapitre 3. Le but est de faire ressortir de nouvelles structures et caractéristiques du drainage qui va nous permettre de mieux comprendre les processus physiques qui agissent sur la calotte de glace Antarctique, pour ensuite les introduire dans les modélisations.

Ce chapitre va aussi nous permettre de comprendre les jeux de paramètres qui seront ajustés dans le chapitre 4 pour arriver à mieux modéliser la géométrie de la calotte de glace Antarctique, à partir de considérations physiques réalistes.

Chapitre 3

3. Caractérisations de la calotte de glace Antarctique

La taille du continent Antarctique, sa localisation et son inhospitalité due à des raisons évidentes de climat (il y fait très froid : record de $-94,5^{\circ}\text{C}$, très sec : 20 mm de précipitations par an, il y a beaucoup de vent, la surface est très élevée et le territoire est très isolé), sont des facteurs très limitants pour l'obtention de données in situ. Nous disposons actuellement de mesures par satellite qui nous donnent entre autres, des indicateurs directs ou indirects sur le rôle des conditions limites de la calotte. Parmi les différents capteurs susceptibles de fournir des observations intéressantes nous avons : l'altimétrie satellitaire qui donne des informations précises sur la topographie de la surface, et des techniques d'interférométrie radar, qui donnent des informations sur les vitesses d'écoulement de la glace. Afin de mieux comprendre les mécanismes qui interviennent dans la calotte de glace, nous sommes obligés de mieux caractériser et étudier ces informations.

A ce jour, il est encore difficile d'estimer à l'échelle globale et avec une bonne précision l'écoulement de la glace dans l'Antarctique pour deux raisons principales. La première est que l'on manque de données fiables sur les vitesses d'écoulement de la glace et sur le bilan de masse pour plusieurs glaciers du continent, ainsi que sur de nombreux paramètres intervenant dans la dynamique de la calotte (c.-à-d., flux géothermique, relation à l'interface glace-socle, épaisseur de glace, processus d'érosion, etc.). La deuxième raison est que la dynamique de la calotte est très complexe en raison

du comportement de la glace, qui fait appel à un ensemble de processus complexes qui répondent à une large gamme d'échelles de temps et d'espace (cf. chapitre 2) (Testut 2000).

Le but de ce chapitre est de présenter diverses méthodes qui nous permettent d'identifier, de comprendre et de caractériser la calotte de glace Antarctique actuelle à partir de la topographie de la surface, et en établissant les liens avec l'écoulement de la glace. L'utilisation de la topographie de la surface est très pertinente pour avoir des informations sur l'écoulement de la calotte, car dans l'hypothèse de l'écoulement par cisaillement (dans l'approximation de la couche mince) la direction de l'écoulement à toute profondeur est donnée par la pente de la topographie. Donc, tout d'abord, nous nous concentrerons sur le calcul de la pente de la surface, la direction de la plus grande pente de la surface, ensuite sur le calcul des courbures dans deux directions : la courbure perpendiculaire et celle parallèle à la plus grande pente de la surface. Après, nous nous attacherons au calcul de la vitesse de bilan, du flux de bilan et de leur direction qui sont des informations intéressantes car elles fournissent avec une bonne précision la structure générale du drainage de la glace (Huybrechts et al., 2000), que nous essayerons de quantifier à la fin de ce chapitre.

3.1 Calcul des courbures de la surface Antarctique

Le calcul de la courbure de la surface est un outil très puissant, puisqu'il fait ressortir des ondulations de la surface à l'échelle de la centaine de kilomètres et des caractéristiques notoires, qui ne sont pas très visibles directement sur la surface. (Approche proposée par Rémy et Minster (1997)).

D'un point de vue plus physique, la courbure d'une surface dans un plan, mesure la vitesse avec laquelle la courbe abandonne la tangente plate à la courbe dans un point.

3.1.1 Méthodologie du calcul des courbures

Dans notre travail, les courbures sont calculées à partir du même principe que dans Rémy et Minster (1997), mais en utilisant tous les points qui sont à l'intérieur d'un cercle de rayon R . Nous présentons à présent notre approche pour le calcul des différentes courbures.

Nous partons d'une grille G avec $n_x \times n_y$ points et une résolution n (la grille et la résolution sont variables). Nous considérons un point de coordonnée X, Y et un repère local x, y centré sur ce point.

À partir de tous les points de la topographie de la surface Antarctique qui sont à l'intérieur d'un cercle de rayon R , nous ajustons une fonction biquadratique locale Z (3.1), c'est à dire ;

$$\forall (x, y) \in G \text{ / } \sqrt{x^2 + y^2} \leq R, \text{ soit } Z(x, y) = Ax^2 + By^2 + Cxy + Dx + Ey + F \quad (3.1)$$

Où G est la grille et Z est la fonction à 2.D que représente la topographie de la surface.

Donc en minimisant, $\left(\left| Z(x, y) - G(x, y) \right| \right)$, $\forall (x, y) \in G \text{ / } \sqrt{x^2 + y^2} \leq R$, on obtient les 6 coefficients de A à F de l'équation (3.1).

Une fois obtenus les coefficients de Z , la plus grande pente de la surface d'altitude et sa direction à chaque point grille sont calculées par : $Pente = \sqrt{E^2 + D^2}$ et

$$Direction = \arctan\left(\frac{E}{D}\right) \text{ respectivement.}$$

La courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (elle est appelée dans ce travail par C_{ry} et schématisée dans la figure 3.1.0, à droite) est la dérivée seconde de la topographie de la surface, calculée dans la direction perpendiculaire à la plus grande pente de la surface et en accord avec la *Shallow Ice*

Approximation (SIA, §2.2.7.3). Cette courbure Cry indique si l'écoulement de la glace est convergent ou divergent, et elle indique aussi les localisations des vallées et des crêtes dans la surface. Aux valeurs de la courbure Cry négatives correspondent un écoulement convergent et les vallées de la surface. Au contraire, aux valeurs de la courbure Cry positives correspondent un flux de glace divergent et les crêtes de la surface (Thorne et al., 1987). Nous définissons la courbure perpendiculaire Cry à une surface par l'équation (3.2) :

$$Cry = \frac{-2 \cdot (AE^2 + BD^2 + CDE)}{\sqrt{(D^2 + E^2)^3}} \quad (3.2)$$

La courbure parallèle à la plus grande pente de la surface (elle est appelée dans ce travail par Crx et schématisée dans la figure 3.1.0 à gauche) est la dérivée seconde de la topographie de la surface, calculée dans la direction de la plus grande pente de la surface (Thorne et al., 1987). Les valeurs négatives de la courbure Crx , indiquent que la pente augmente dans la direction de la pente descendante, menant à l'accélération d'écoulement de la glace. La courbure parallèle Crx à une surface est définie par l'équation (3.3) :

$$Crx = \frac{2 \cdot (AD^2 + BE^2 + CDE)}{\sqrt{(D^2 + E^2)^3}} \quad (3.3)$$

Les courbures ont été divisées par la plus grande pente de la surface pour faire ressortir le paramètre qui tient en compte la mécanique de la glace dans l'équation de bilan (en ce qui concerne le terme de divergence). La visualisation de ces courbures est aussi alors facilitée car cela met en valeur les courbures plus faibles des zones intérieures. Les courbures sont exprimées en cm/km^2 ce qui correspond à leur gamme de variations. Autrement dit, les structures ainsi mises en avant ont un signal de quelques cm d'amplitude pour $1 km^2$ de surface.

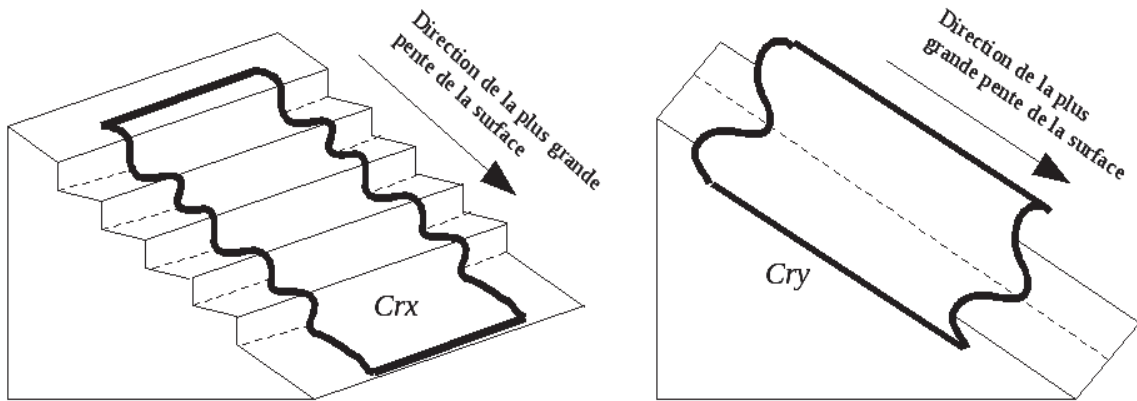


Figure 3.1.0. Schéma des courbures : à droite, la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (C_{ry}). À gauche, la courbure parallèle à la plus grande pente de la surface (C_{rx}).

3.1.2 Démonstration des équations des courbures

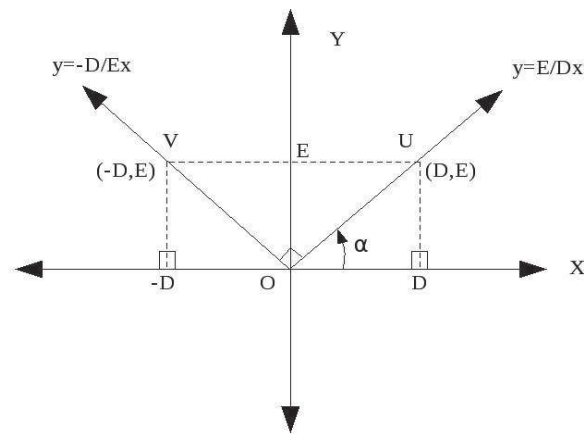


Figure 3.1.0-1. Dans ce schéma, le point 0 et le centre du repère cartésien, X est l'axe des abscisses, Y l'axe des ordonnées. U et V vecteurs du repère. $y = \frac{E}{D}x$ et $y = -\frac{D}{E}x$ deux droites localisées dans le repère.

Soit $Z(x, y) = Ax^2 + By^2 + Cxy + Dx + Ey + F$ une fonction bi-quadratique (1)

soit $y = \frac{E}{D}x$ la droite projetée en la direction de la plus grande pente, et (*)

soit $y = \frac{-D}{E}x$ une droite perpendiculaire à la droite projetée en la direction de la plus grande pente (voir schéma figure 3.1.0-1). (**)

En substituant (*) en (1),

$$Z\left(x, \frac{E}{D}x\right) = Ax^2 + \frac{BE^2}{D^2}x^2 + \frac{CE}{D}x^2 + Dx + \frac{E^2}{D}x + F$$

En regroupant les termes,

$$Z(x) = \left(\frac{AD^2 + BE^2 + CED}{D^2} \right) x^2 + \left(\frac{D^2 + E^2}{D} \right) x + F \quad (2)$$

En substituant (**) en (1),

$$Z\left(x, -\frac{D}{E}x\right) = Ax^2 + \frac{BD^2}{E^2}x^2 - \frac{CD}{E}x^2 + F$$

En regroupant les termes,

$$Z(x) = \left(\frac{AE^2 + BD^2 - CED}{E^2} \right) x^2 + F \quad (3)$$

La coordonnée suivant laquelle on se déplace n'est pas X mais c'est U et V ainsi :

$$X = \frac{D}{\sqrt{(D^2 + E^2)}} U \quad (3') \quad \text{et} \quad X = \frac{E}{\sqrt{(D^2 + E^2)}} V \quad (3'')$$

Pour obtenir la coordonnée de déplacement le long de la droite parallèle à la plus grande pente de la surface on substitue (3') en (2),

$$Z = \left(\frac{AD^2 + BE^2 + CED}{D^2 + E^2} \right) U^2 + (D^2 + E^2)^{1/2} U + F \quad (4)$$

En dérivant 2 fois (4) et en divisant par la pente on obtient la courbure C_{rx}

$$\frac{\partial Z}{\partial U} = 2U \left(\frac{AD^2 + BE^2 + CED}{D^2 + E^2} \right) + (D^2 + E^2)^{1/2}$$

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial U \partial U} = 2 \left(\frac{AD^2 + BE^2 + CED}{D^2 + E^2} \right)$$

Pour obtenir la coordonnée de déplacement le long de la droite perpendiculaire à la plus grande pente de la surface on substitue (3'') en (3),

$$Z = \left(\frac{AE^2 + BD^2 - CED}{D^2 + E^2} \right) V^2 + F \quad (5)$$

En dérivant 2 fois (5) et en divisant par la pente on obtient la courbure Cry

$$Z = 2V \left(\frac{AE^2 + BD^2 - CED}{D^2 + E^2} \right)$$

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial U \partial U} = 2 \left(\frac{AE^2 + BD^2 - CED}{D^2 + E^2} \right)$$

3.1.3 Interprétation des courbures de la surface en glaciologie

L'interprétation de la courbure dépend de l'échelle à laquelle celle-ci est calculée. Sur une échelle d'environ 20 fois l'épaisseur de glace, on estime qu'elle est reliée à l'écoulement à grande échelle. En revanche, sur de plus petites échelles, Rémy et Legresy (2004) ont utilisé la technique de la courbure de la surface pour mettre en valeur de fines anomalies de la surface Antarctique dérivée du radar altimétrie ERS-1 (European Remote Sensing satellite). Pour cela, ils ont choisi une échelle de calcul d'une vingtaine de km, échelle à partir de laquelle les contraintes longitudinales commencent à jouer un rôle. Ainsi les auteurs ont montré que quand la courbure perpendiculaire (Cry) est calculée avec un rayon R petit, elle permet la mise en évidence

d'anomalies d'écoulement comme celles créées par la présence de réseaux hydrologiques sous-glaciaires, par exemple celles de lac du Vostok (Siegert et Ridley 1998).

Rémy et Minster (1997) ont montré que la courbure de la surface Antarctique dans la direction perpendiculaire à la pente (*Cry*) estimée sur une échelle de 100 km montre une très bonne cohérence avec l'écoulement de la glace. Près de la côte ces ondulations sont corrélées aux ondulations de la topographie du socle rocheux. Ces auteurs ont suggéré que ces structures d'écoulements de glace sont transmises de la côte jusqu'au dôme de la calotte.

D'un autre côté, Rémy et Tabaco (2000) ont trouvé près du carottage EPICA (Dôme C) une relation entre la courbure du socle rocheux et la courbure de la surface Antarctique calculées sur une échelle inférieure. Les analyses de cette relation ont indiqué une diminution du « *damping factor* » de 120 au dôme, jusqu'à 80 à quelques dizaines de kilomètres. Le « *damping factor* » est considéré comme le rapport entre l'amplitude des ondulations de la surface et l'amplitude de celles du socle rocheux. Le « *damping factor* » est plus ou moins lié à la viscosité moyenne de la glace.

LeBrocq et al., (2008) ont utilisé la courbure de la surface Antarctique (*Cry*), pour déduire la topographie du socle rocheux dans les régions en-dessous du niveau de la mer. Cette technique a suggéré un socle rocheux plus bas de 1500 m du niveau de mers actuel dans les zones en-dessous du glacier Recovery et leurs bassins versants localisés dans l'Antarctique de l'Est. Ils ont trouvé que la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface est généralement bien corrélée avec la topographie basale aux régions où le socle est en-dessous du niveau de la mer, et où les écoulements rapides de la glace sont présents. Cela veut dire que les fleuves de glace se situent dans les vallées du socle rocheux et sont eux même en creux par rapport à la glace stagnante environnante. En fait LeBrocq a utilisé les courbures pour proposer une nouvelle carte de socle dans une région où il n'y avait pas des données d'épaisseur de glace et donc de socle rocheux.

3.1.4 Application des courbures à la calotte de glace Antarctique

Pour faire ressortir les ondulations sur la topographie de la surface Antarctique, j'ai calculé les différentes courbures (c.-à-d., C_{ry} et C_{rx}) en utilisant les équations (3.2) et (3.3) à chaque point grille de la surface Antarctique, et en prenant en considération tous les points environnants du rayon R . Les figures (3.1.1), (3.1.2), (3.1.3) et (3.1.4) illustrent la plus grande pente de la surface, la direction de la plus grande pente de la surface et les courbures C_{rx} et C_{ry} de la calotte de glace Antarctique, calculées à partir d'une surface à 5 km de résolution (la surface utilisée pour cette étude est celle proposée par Rémy et al., 2000) et avec un rayon $R=25$ km (le rayon R est ajustable et l'on reviendra dans §.3.1.5).

Les courbures calculées à partir de la méthode de la grille (méthode proposée par Rémy) sont plus lisses que celles calculées avec la méthode du cercle, car la méthode de la grille prend en compte plus de points (notamment les 4 coins extrêmes de la grille) ainsi, les ondulations de la surface sont donc plus filtrées. L'avantage de la méthode du cercle (méthode que nous utilisons) est que la courbure est calculée en chaque point de la surface en prenant les points les plus proches sur un rayon R , en permettant d'avoir des informations plus locales et plus pertinentes par rapport à leur environnement.

La figure (3.1.1) illustre l'amplitude de la plus grande pente de la surface Antarctique. On remarque que les faibles valeurs de pente (inférieures à 0.002) sont rencontrées principalement dans le centre de la calotte ou dans les crêtes (zones blanches) et les valeurs plus fortes de pente (supérieures à 0.008, et représentées en violet-noir) sont rencontrées vers la côte de la calotte.

La figure (3.1.2) illustre la direction de la plus grande pente de la surface Antarctique. Cette information est très importante parce qu'elle nous permet d'observer la direction de l'écoulement de la glace suivant la plus grande pente de la surface. Sa représentation sert à accentuer la position exacte des arêtes de glace et des *ice divides* (Vaughan D. et Bamber J., 1998). Au cours de ce chapitre, les angles qui représentent la direction de la plus grande pente de la surface sont en degré de 0 à 360, dans le sens

contraire des aiguilles d'une montre en partant du méridien 90° Est. Étudier la pente de la surface Antarctique et sa direction est très importante, parce qu'elles jouent un rôle très important dans l'estimation de l'intensité, et dans la direction d'écoulement de la glace et aussi dans les estimations du flux des vents catabatiques du continent.

La figure (3.1.3) illustre la courbure C_{rx} , parallèle à la plus grande pente de la surface Antarctique. Dans cette carte les valeurs négatives (couleur jaune et rouge) indiquent que la pente de la surface augmente dans la direction descendante de la pente menant à l'accélération de l'écoulement de la glace. On observe que les ondulations de cette courbure sont assez régulières sur l'ensemble du continent et leurs amplitudes varient très fortement entre -0,1 et 0,1 cm/km². On observe aussi des structures très lisses vers l'intérieur du 81°S. Structures liées aux zones non couvertes par le satellite ERS-1. Testut (2000) avait pensé que les structures de C_{rx} devaient être d'origine rhéologique. Des variations à grande longueur d'onde de l'anisotropie de la glace ou des conditions basales pourraient induire de telles structures. Testut (2000) a aussi suggéré que ces structures pourraient être liées aux structures du socle rocheux, mais ces hypothèses n'ont pas pu être démontrées en raison des informations trop rares du socle rocheux (hypothèses que nous étudierons dans le chapitre 4 en utilisant le modèle de glace GRISLI). Mais à ce jour nous ne savons pas bien interpréter cette courbure et avons du mal à voir à quoi elle peut être liée.

La courbure C_{ry} perpendiculaire à la plus grande pente de la surface Antarctique est présentée dans la figure (3.1.4). Cette carte nous permet d'observer les principaux dômes de l'Antarctique de l'Est, entre eux : le dôme Fuji, le dôme A, B et C et les structures des crêtes (couleur bleue) qui partent du dôme vers les côtes et qui permettent entre autres de séparer les bassins versants dans le continent. Nous pouvons aussi voir les vallées de la surface, les moins profondes (couleur jaune) et les plus profondes (couleur rouge). Ces vallées sont en grande partie liées aux importantes vitesses d'écoulement de la glace. Par exemple, celles qui convergent vers les principales plates-formes de glace flottante : Amery, Rosse et Ronne (on reviendra au rapport entre la courbure C_{ry} et le drainage de la glace dans §3.2.5).

Le calcul de la courbure C_{ry} sur la calotte de glace Antarctique est très important, parce qu'il permet de filtrer à une grande échelle les caractéristiques topographiques de

la surface, en extrayant ces anomalies en rapport aux variations du drainage de la glace (plus détail dans §3.1.5). Cette courbure aussi nous permettra d'analyser les résultats du modèle de glace GRISLI. Par exemple, on pourra détecter le changement d'écoulement de glace de la calotte en réponse aux différentes paramétrisations (étudié dans le chapitre 4), car cette courbure est liée à la convergence et à la divergence du drainage de la glace. Le calcul des courbures nous permet entre autres de quantifier l'anomalie de hauteur de la topographie Antarctique par rapport à la surface moyenne. C'est aussi un moyen d'analyser, de caractériser et de comparer les différents *DEM* (Digital Elevation Model) de la surface Antarctique (étudié dans §3.1.6).

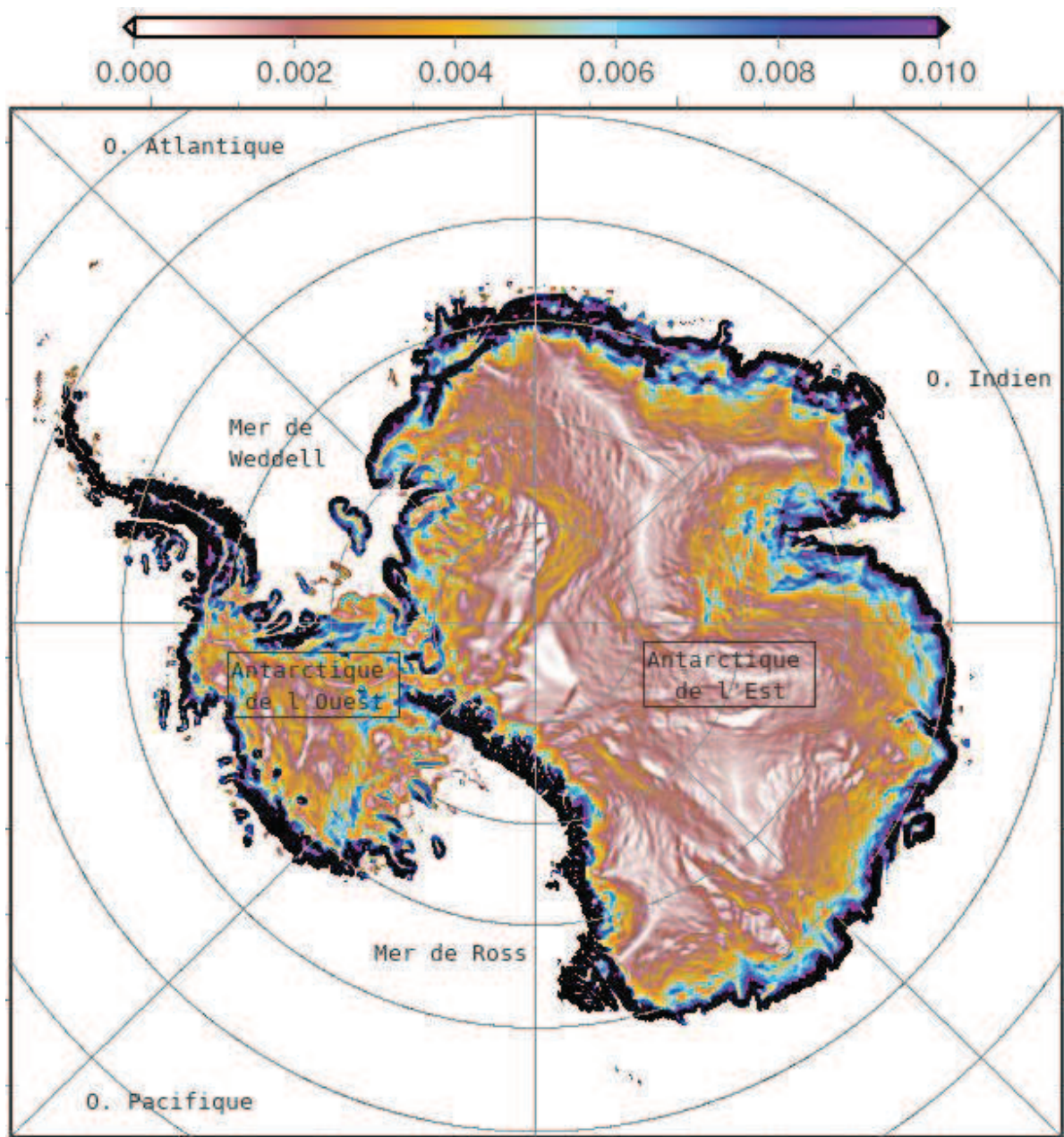
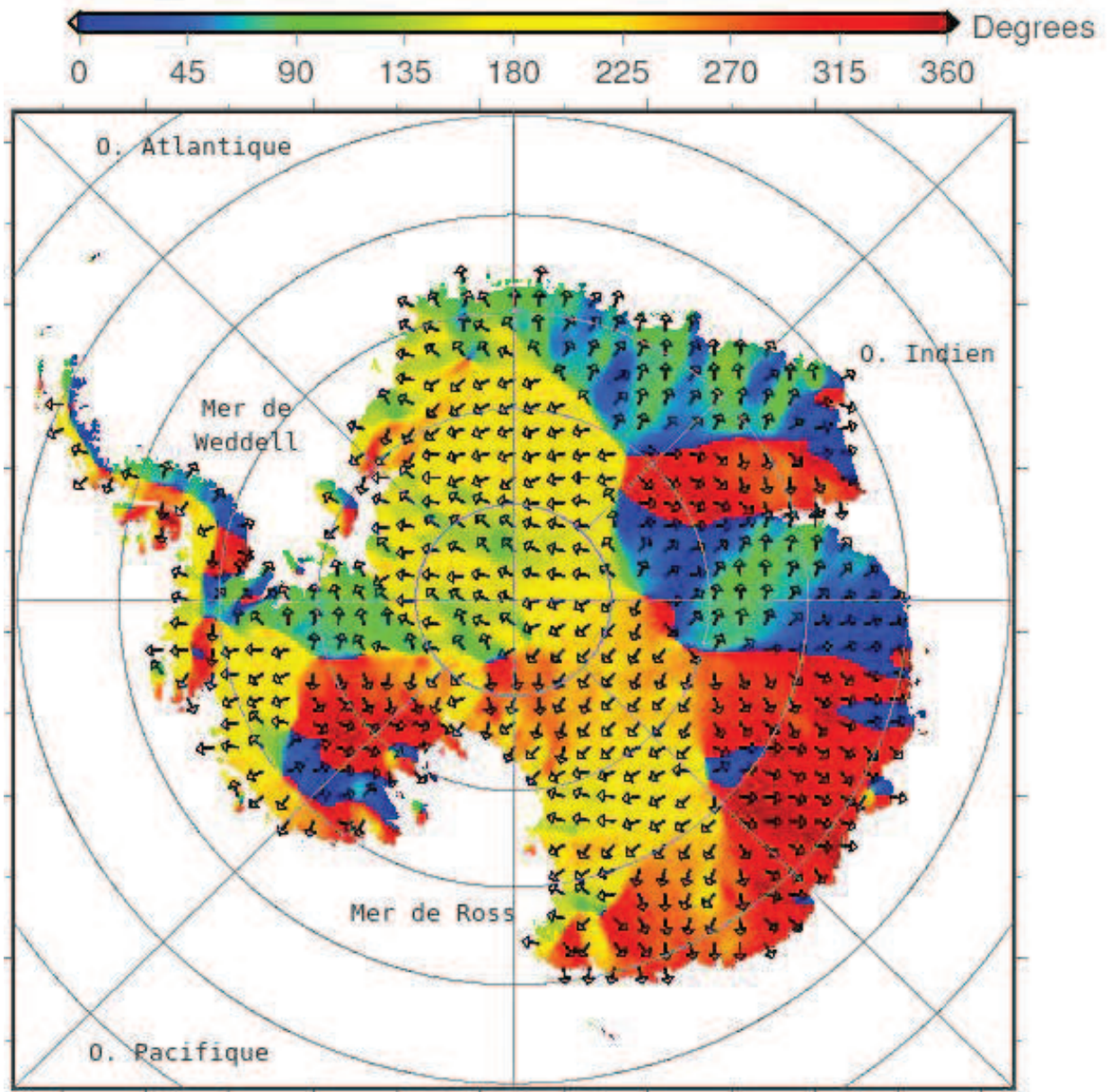


Figure 3.1.1. Pente de la surface Antarctique à 5 km de résolution. La pente diminue de 0 au dôme (blanc) à 0.010 vers les côtes (violet). Carte obtenue à partir de la topographie proposée par Rémy et al., (2000).



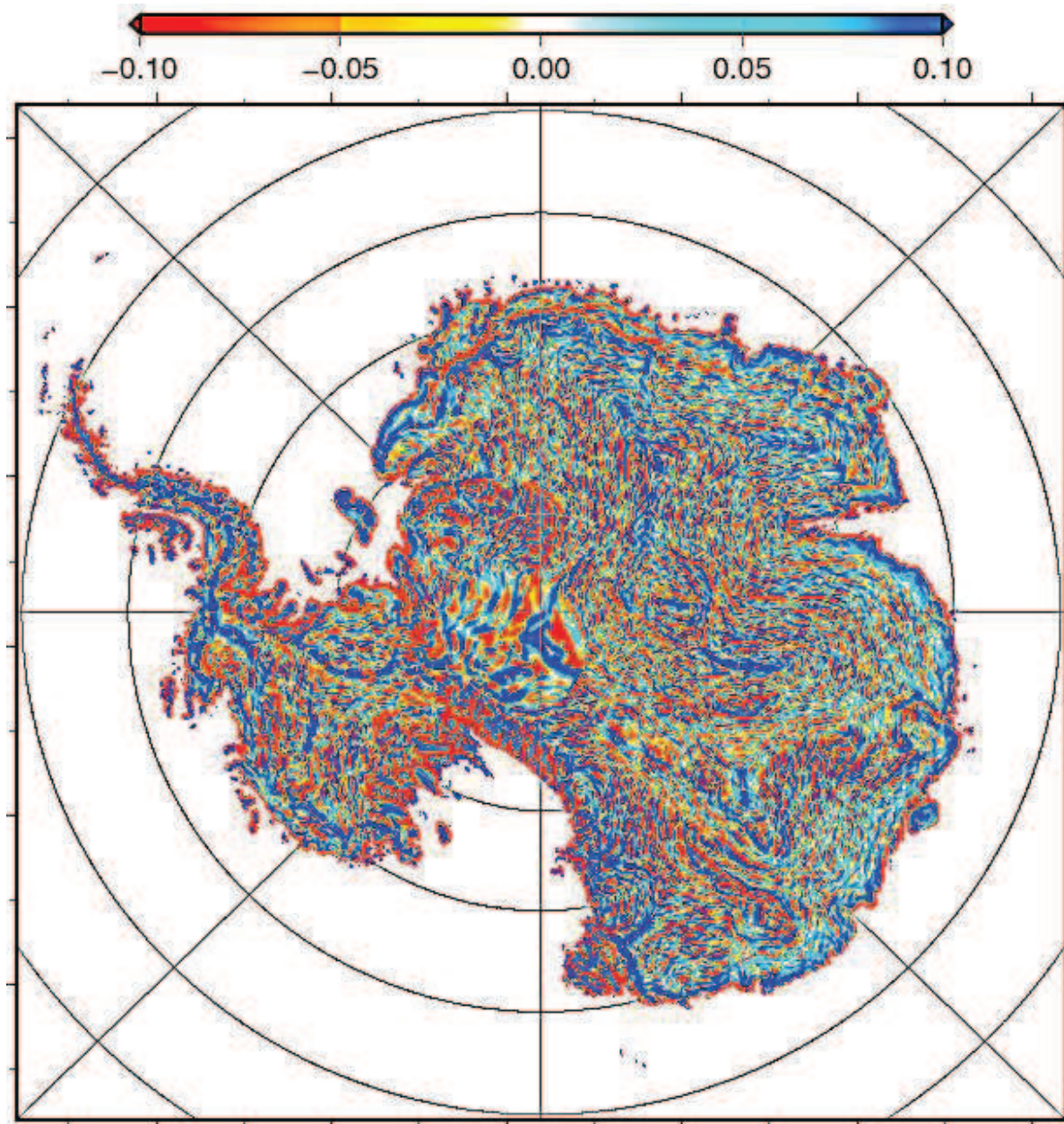


Figure 3.1.3. Courbure C_{rx} , parallèle à la plus grande pente de la surface Antarctique (cm/km^2). Calculée à partir de la topographie proposée par Rémy et al., (2000) à 5 km de résolution et avec un rayon $R=25$ km.

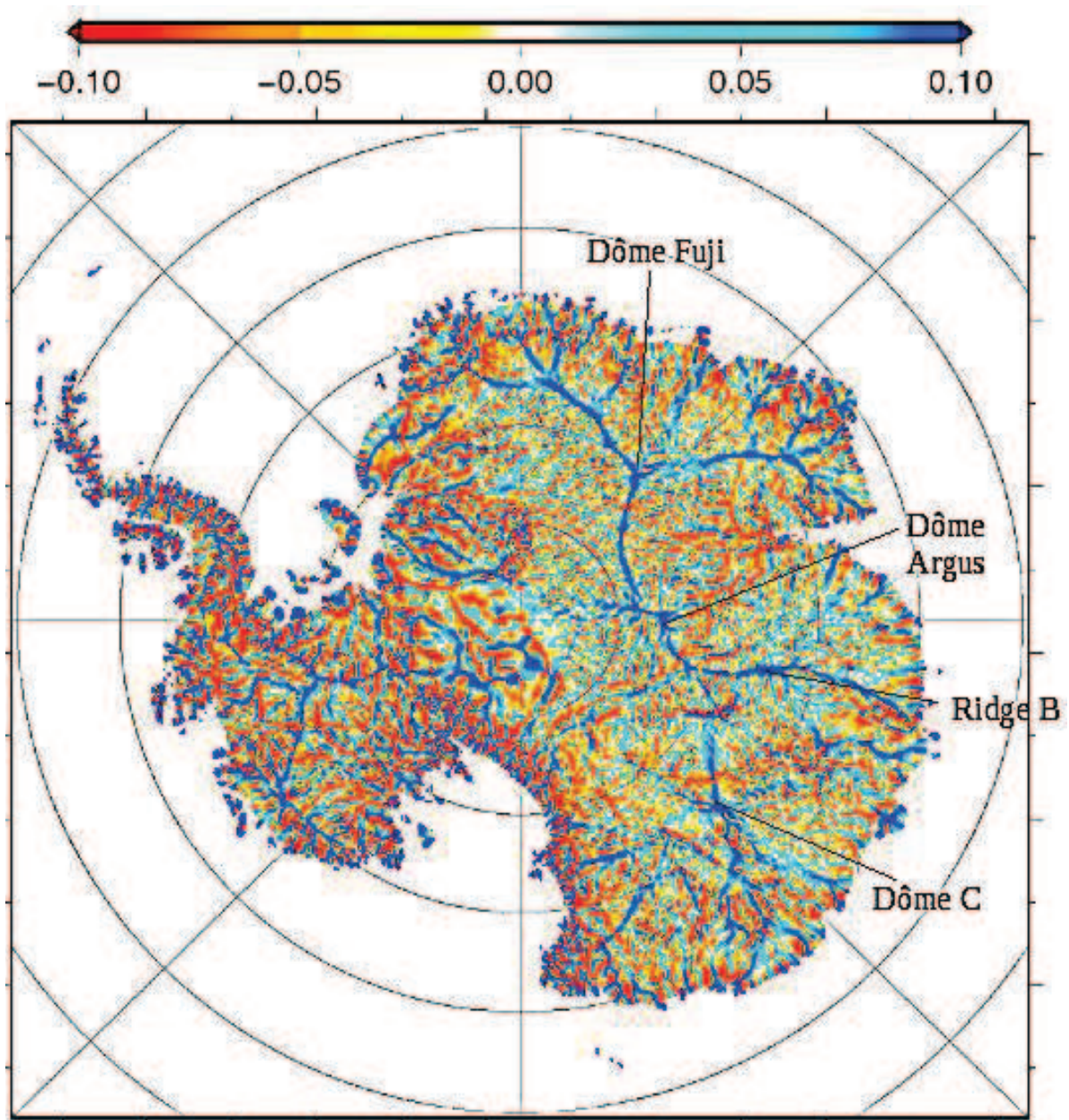


Figure 3.1.4. Courbure Cry perpendiculaire à la plus grande pente de la surface Antarctique (cm/km^2). Les lignes bleues correspondent aux crêtes et les lignes jaunes et rouges correspondent aux vallées de la calotte. Courbure calculée à partir de la surface proposée par Rémy et al., (2000) à 5 km de résolution et avec un rayon $R=25$ km.

3.1.5 Application des courbures à différentes rayons

On rappelle que les courbures dans ce travail sont calculées en chaque point de la surface Antarctique en prenant les points contenus dans un cercle de rayon R . Maintenant nous allons analyser les effets de ce rayon R choisi dans le calcul de la pente de la surface, et dans les courbures perpendiculaire (Cry) et parallèle (Crx) à la plus grande pente de la surface. Pour étudier cet effet, nous avons choisi quatre rayons R , différents : $R=25$ km, $R=50$ km, $R=75$ km et $R=100$ km ; et une même grille de l'altitude de la surface Antarctique à 5 km de résolution (pour cette étude la topographie utilisée est celle proposée par Rémy et al., 2000). On montrera que le rayon R va jouer un rôle de filtre qui va laisser passer une bande de fréquence mais pas d'autres, en nous permettant d'observer différentes structures.

Dans la figure (3.1.5-1 et 3.1.5-2) nous pouvons visualiser sur l'ensemble de la calotte Antarctique les effets de la courbure Crx et Cry pour les rayons $R=50$ km, $R=75$ km et $R=100$ km.

Les courbures perpendiculaires à la plus grande pente de la surface Antarctique (Cry) calculées avec les trois rayons ($R=50$ km, $R=75$ km et $R=100$ km) permettent de très bien localiser les dômes dans l'Antarctique de l'Est : dôme Fuji à 3600 mètres de hauteur, dôme Argus à 4000 mètres de hauteur, dôme B à 3800 mètres de hauteur et dôme C à 3200 mètres de hauteur. Mais on observe qu'au fur à mesure que le rayon R augmente, les courbures deviennent plus lisses et moins bruitées, ce qui permet de mieux accentuer les arêtes de la topographie du dôme vers les côtes et aussi détecter ou localiser les zones convergentes d'écoulement de la glace, telles que celles qui débouchent dans la plate-forme flottante d'Amery et Ronne. On observe aussi les importantes dépressions dans la surface (en rouge) et les crêtes (en blues) qui séparent les cinq fleuves de glace dans le Siple-Coast (fleuve de glace A, B, C D et E). Fleuves de glace qui débouchent dans la plate-forme flottante du Ross. Une caractéristique très particulière de ces fleuves est qu'ils sont très larges avec des chenaux du socle rocheux étroit, pas bien définis et avec de faibles pentes (Cuffey et Paterson 2010).

Pour étudier jusqu'à quel point les courbures deviennent plus lisses au fur et à

mesure que nous augmentons le rayon R , nous proposons de les voir plus en détail sur 2 profils assez différents : le profil 1, défini plutôt transversal aux fleuves de glace (segment turquoise sur la figure (3.1.6) de l'Antarctique). Ce profil est choisi dans l'Antarctique de l'Ouest, proche des glaciers de Siple-Coast. Le profil 2, défini le long de la pente (segment violet sur figure (3.1.6) de l'Antarctique). Il est choisi dans l'Antarctique de l'Est, il descend du centre de la calotte près du Dôme B, vers la côte près de Law Dôme.

Sur les trois rayons ($R=50$ km, $R=75$ km et $R=100$ km) les courbures parallèles à la plus grande pente de la surface (C_{rx}), mettent en évidence des ondulations de la surface très régulières, à grande longueur d'onde dans le sens de l'écoulement de la glace (200 km approximativement). En analysant les profils 1 et 2, nous voyons effectivement qu'au fur et à mesure que nous augmentons les rayons R du calcul, l'amplitude de la pente, et des courbures C_{ry} et C_{rx} diminuent. Cela est dû à la quantité de points pris pour le calcul des courbures, car au fur et à mesure que nous prenons des rayons assez grands, nous filtrons les courbures pour les obtenir plus lisses et moins bruitées.

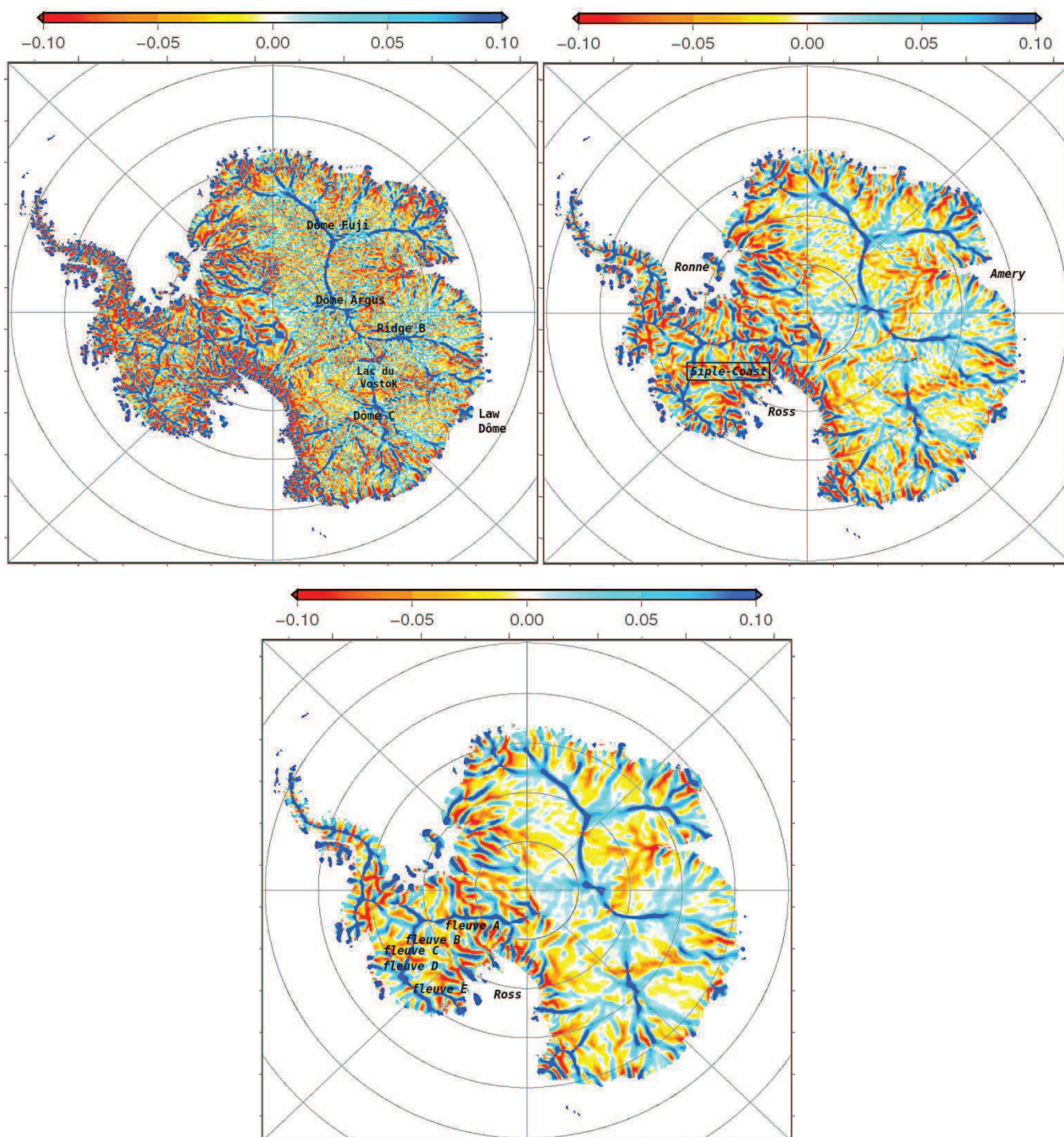


Figure 3.1.5-1 Courbures Cry calculées avec un rayon $R=50$ km (au-dessus à gauche), calculées avec un rayon $R=75$ km (au-dessus à droite), et calculées avec un rayon $R=100$ km (en-dessous).

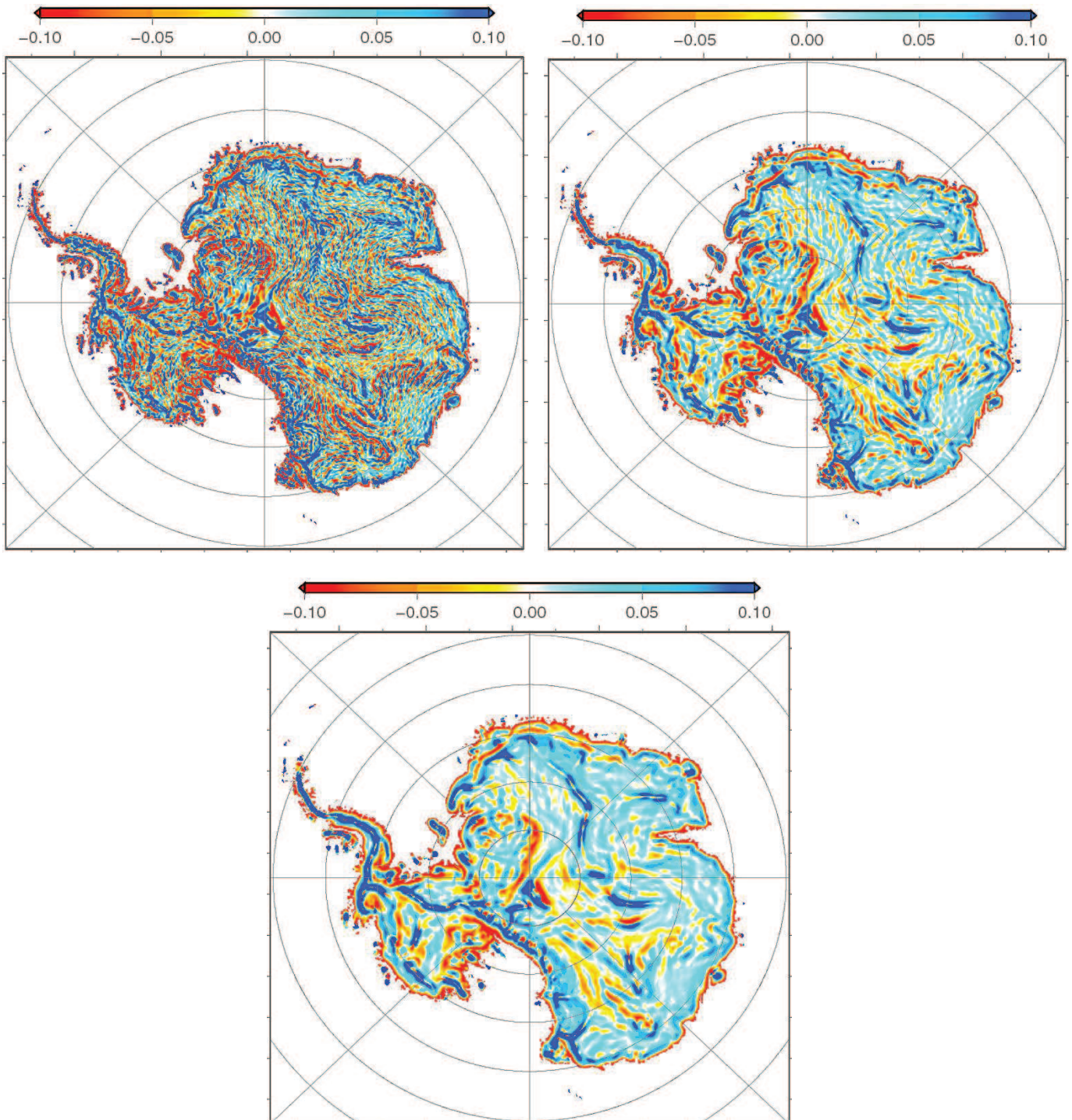


Figure 3.1.5-2 Courbures C_{rx} calculées avec un rayon $R=50$ km (au-dessus à gauche), calculées avec un rayon $R=75$ km (au-dessus à droite), et calculées avec un rayon $R=100$ km (en-dessous).

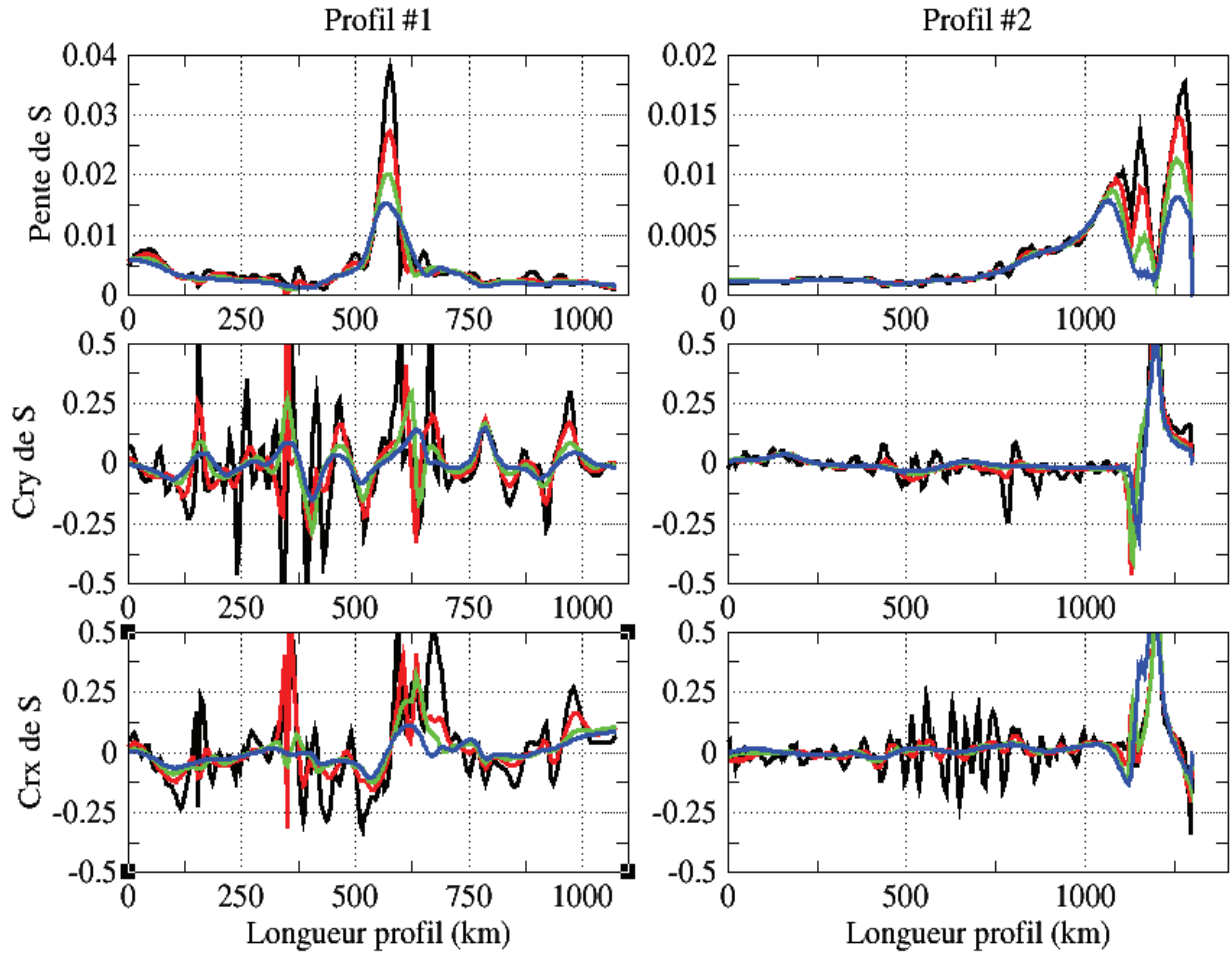


Figure 3.1.6. La pente de la surface (au-dessus), les courbures *Cry* (au milieu) et les courbures *Crx* (en-dessous), ont été calculées sur les deux profils avec différents rayons : $R=25$ km (en noir); $R=50$ km (en rouge); $R=75$ km (en vert) et $R=100$ km (en bleu). Profil #1 : segment turquoise et profil #2 : segment violet sur la carte de l'Antarctique.

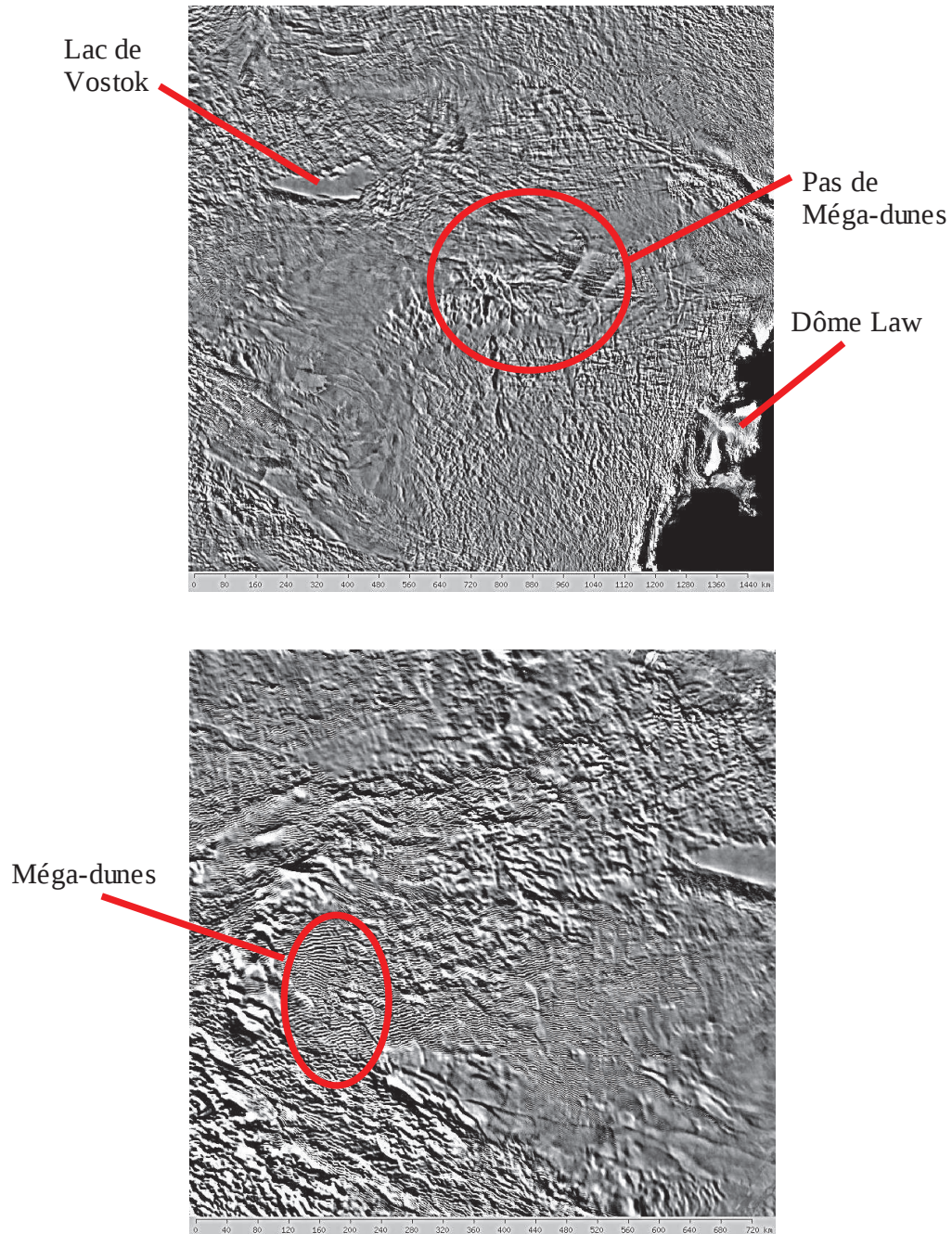


Figure 3.1.6-1. Mosaïque d'images satellites (MOI) : en haut, on voit la topographie de la surface vers le profil 2 (80-70°S, 120°E), où il n'y a pas de présence des Méga-dunes. En bas, on voit la topographie vers 81°S, 136°E, où il y a des Méga-dunes.

À partir de la structure donnée par la courbure Cry (figure 3.1.6 à gauche), nous pouvons essayer de nommer les fleuves de glace sur le profil 1 (profil défini près Siple-Coast) : à 250 km il semble qu'il s'agisse du fleuve de glace D, à 350 km du fleuve C, à 400 et 450 km du fleuve B, et à 650 km du fleuve de glace A. D'un autre côté, nous pouvons observer une bosse (sur la pente) au milieu du profil 1, qui peut être liée à une crête entre le fleuve de glace A et B. La bosse à la côte sur le profil 2, peut être liée au Law Dôme, une petite calotte attenante au continent.

Nous pouvons aussi remarquer sur le profil 2 que les courbures Cry et Crx sont plus fortes à la côte qu'au dôme (figure (3.1.6), profil 2). Cela est dû à la pente, qui a des valeurs plus importantes près des côtes qu'à l'intérieur du continent (voir la figure 3.1.1 de la plus grande pente de la surface Antarctique,).

Nous observons que la courbure Crx sur le profil 2 entre 500 et 800 km donne des structures, qui ne sont plus visibles si la courbure est calculée avec des rayons supérieurs à 50 km. Mais, nous écartons que ce signal soit produit par des méga-dunes (les méga-dunes sont des grandes dunes de neige qui ont été formées par les vents catabatiques persistants qui émigrent en raison des processus d'évaporation), car il n'est pas présent sur la carte de *MOI* ((Mosaïque d'images satellites), figure 3.1.6-1, en haut). Généralement la présence des méga-dunes peut être visualisée à partir des cartes de *MOI* car elles ont une longueur d'onde d'environ 10 km. Par exemple, celles montrées dans la figure 3.1.6-1 (en bas, localisées près 81°S, 136°E), où nous voyons les méga-dunes qui sont des petites ondulations sur la topographie de la surface causées par le vent. Nous avons vérifié l'existence de ce signal dans les autres deux *DEM* (c.-à-d., sur la topographie proposée par Bamber et celle proposée par Liu) pour écarter le fait que ce signal puisse venir d'une erreur dans la construction du *DEM* utilisé.

On observe qu'une des caractéristiques très remarquables de la courbure Cry est leur forte régularité des ondulations dans la côte. En analysant ainsi la covariance de la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (Cry) sur une isoligne de 1000 mètres de hauteur, localisée entre les longitudes 0° et 155°E (figure 3.1.7 isoligne en rouge), on observe une longueur d'onde de 250 km. Ce résultat avait été aussi observé par Rémy et Minster (1997). Mais nous avons en plus observé que si la taille du rayon utilisé pour le calcul de Cry est très grande alors la longueur d'onde du signal

varie. Par exemple, pour une courbure calculée avec les rayons 25, 50 et 75 km le signal a une longueur d'onde de 250 km et si la courbure est calculée avec un rayon de 100 km la longueur d'onde du signal est d'environ 400 km (figure 3.1.7). Cela est dû à ce que la taille du rayon pour le calcul de la courbure joue un rôle de filtre, où elle va laisser passer une bande de fréquence mais pas d'autres. Comme nous l'avons vu dans le cas de la courbure C_{ry} calculée avec un rayon de 100 km où l'on observe un signal avec une longueur d'onde de 400 km et non le signal avec la longueur d'onde de 250 km.

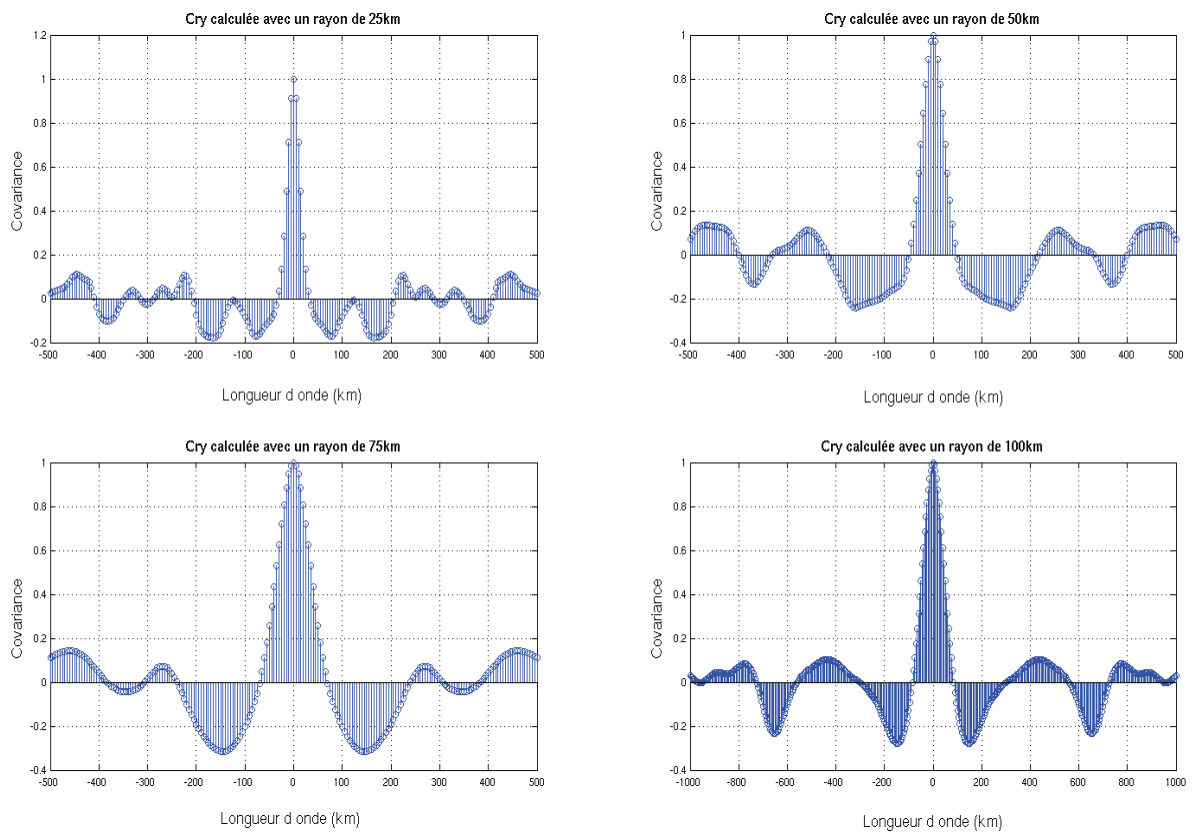


Figure 3.1.7 : Covariance de la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface calculée à différents rayons, 25, 50, 75 et 100 km sur la même isoligne à 1000 mètres de hauteur.

En analysant la covariance du socle rocheux sur la même isoligne décrite précédemment, on observe un signal dominant de la topographie du socle avec une longueur d'onde de 1500 km (figure 3.1.8). Une longueur d'onde 6 fois plus grande que la longueur d'onde des anomalies de la surface Antarctique. En effet, la surface est libre et elle peut réagir à échelles spatiales plus petites que celle du socle, par le biais d'interactions avec d'autres éléments, comme les vents, les précipitations de neige, etc.

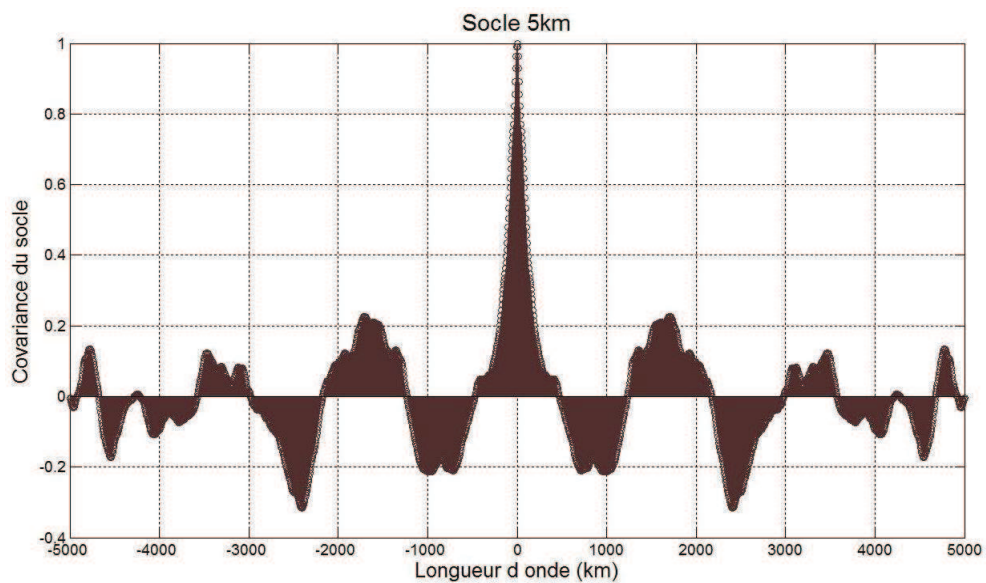


Figure 3.1.8 : Covariance de la topographie du socle rocheux sur la isoligne à 1000 mètres de hauteur. La topographie du socle utilisée est celle du projet BEDMAP (Lydhe et al., 2001).

Cependant, en interpolant la courbure *Cry* calculée avec un rayon de 50 km et le socle rocheux sur la même isoligne (isoligne entre 0 et 155°E), on observe une forte corrélation entre eux à différentes échelles kilométriques. Pour mieux calculer et analyser la cohérence entre la courbure *Cry* de la surface et le socle, j'ai coupé les signaux en deux segments (figure 3.1.9). Par exemple, on observe une forte corrélation entre la courbure *Cry* (courbe bleue) et le socle (courbe marron) entre les kilomètres 800 et 1100, entre les kilomètres 1700 et 2200, entre les kilomètres 2400 et 3100 et entre les

kilomètres 6400 et 7500, là justement où la cohérence entre les signaux donne des valeurs significatives de 0,5 (1 quand nous avons parfaite cohérence entre les signaux).

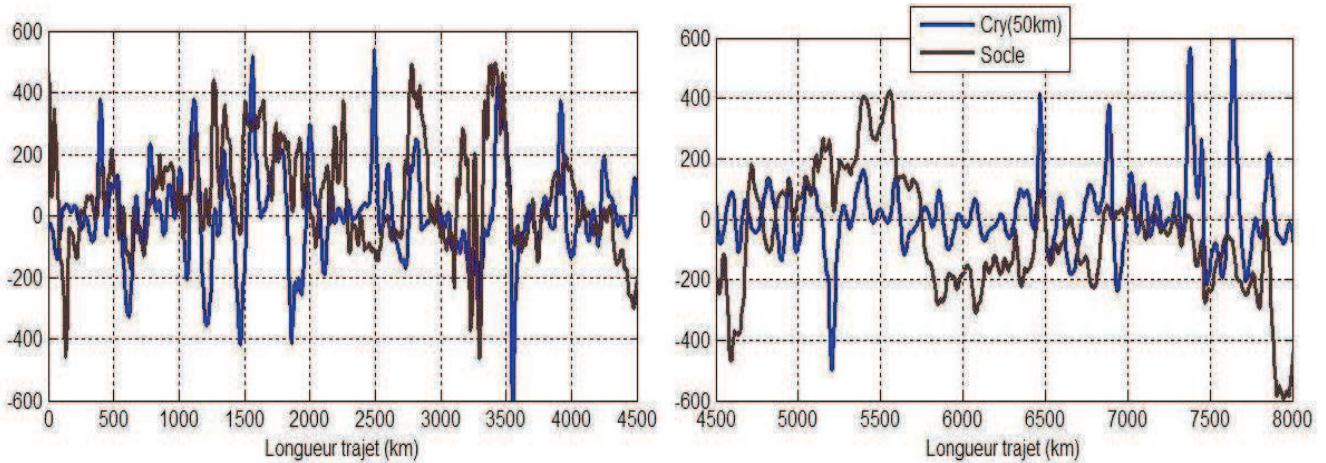


Figure 3.1.9: la courbure Cry de la surface calculée avec un rayon de 50 km (en bleu) et le socle rocheux (marron) sur la même isoligne qui a été décrit antérieurement.

On doit noter que la corrélation ou cohérence entre la courbure Cry de la surface et le socle rocheux sur la longueur du trajet (entre les longitudes 0 et 155°E) sont importantes justement où les mesures d'épaisseur de la glace sont denses. Par exemple, près la Terre Enderby entre les longitudes 20 et 70°E (entre 900 et 3000 km de la longueur du trajet) et près la Terre Adélie, entre les longitudes 120 et 155 °E (entre 6000 et 7500 km de la longueur du trajet). On peut penser par extrapolation que cette relation est potentiellement vraie partout.

Ces résultats confirment ceux de Rémy et Minster à savoir que la topographie de la surface près la côte est bien corrélée à celle du socle rocheux, comme il a été déjà suggéré par Allison et al., (1982). En effet les vallées dans le socle rocheux attirent l'écoulement de la glace de sorte que les vitesses d'écoulement augmentant, elles mènent à l'anomalie de la surface négative par rapport aux écoulements adjacents. Au contraire, les crêtes dans le socle freinent et dévient l'écoulement de la glace conduisant à une accumulation importante de glace et aux anomalies positives de la topographie de la surface par rapport aux écoulements adjacents.

3.1.6 Application des courbures à différentes *DEM* de surface

Dans cette partie du manuscrit on utilise le calcul des courbures pour étudier les différences et similitudes entre trois *DEM* (Digital Elevation Model) existants de la calotte de glace Antarctique. On montrera que les courbures C_{rx} et C_{ry} sont un outil important pour étudier les similitudes et différences entre les différents *DEM* disponibles. Les similitudes et différences ne sont pas toujours visibles directement sur la surface elle-même. On montrera aussi que bien que les trois *DEM* soient indépendants entre eux et qu'ils soient obtenus par divers auteurs, ils donnent des résultats très proches, utilisant en général tous la topographie issue de l'altimètre. Ces résultats indiquent une importante consistance dans la topographie de la surface Antarctique observée.

Ici j'utilise trois *DEM* de la topographie de la surface qui existent sur la calotte Antarctique : la topographie de la surface proposée par Rémy et al., (2000), celle de Bamber et al., (2000) et celle proposée par Liu et al., (1999). Toutes ces données ont été restituées sur une grille de 420x375 à 15 km de résolution. J'ai travaillé avec cette base de données durant ma première année de thèse, et l'idée de ce travail a été d'incorporer toutes les bases de données existantes de l'Antarctique sur une même grille. Dans ce contexte, j'ai réalisé trois grilles différentes de données avec des résolutions croissantes : 5 km, 15 km et 45 km dans la projection stéréo-polar vraie à 71°S, qui est la résolution du modèle de glace GRISLI et de la plupart des données existantes. Mais dans le cadre de cette application on n'a besoin que d'une seule résolution, et pour cela, j'ai choisi de le faire en 15 km. Le but principal d'avoir les données en différentes résolutions a été d'avoir une grille fine et la lisser sur une échelle, ensuite d'étudier l'impact de la résolution sur le drainage de glace de la calotte (étude abordée dans §.3.3).

Après avoir homogénéisé les trois *DEM* de surface sur une même grille de 15 km, nous avons noté que les données de la topographie de la surface Antarctique varient fortement d'un auteur à l'autre, mais quelquefois, ces différences ne sont pas assez remarquables à cette échelle sur notre figure 3.1.10 (au dessus). Pour mieux caractériser ces variations, je propose alors d'utiliser le calcul de la courbure, parce qu'il nous permet d'observer les anomalies de la topographie à une échelle plus locale. Dans

ce contexte, j'ai calculé la courbure perpendiculaire Cry sur les trois DEM de surface, et ensuite ces courbures ont été analysées sur deux profils définis sur la « calotte posée » (j'ai évité les parties flottantes car les pentes sont assez faibles et les courbures n'ont pas forcément un sens de drainage).

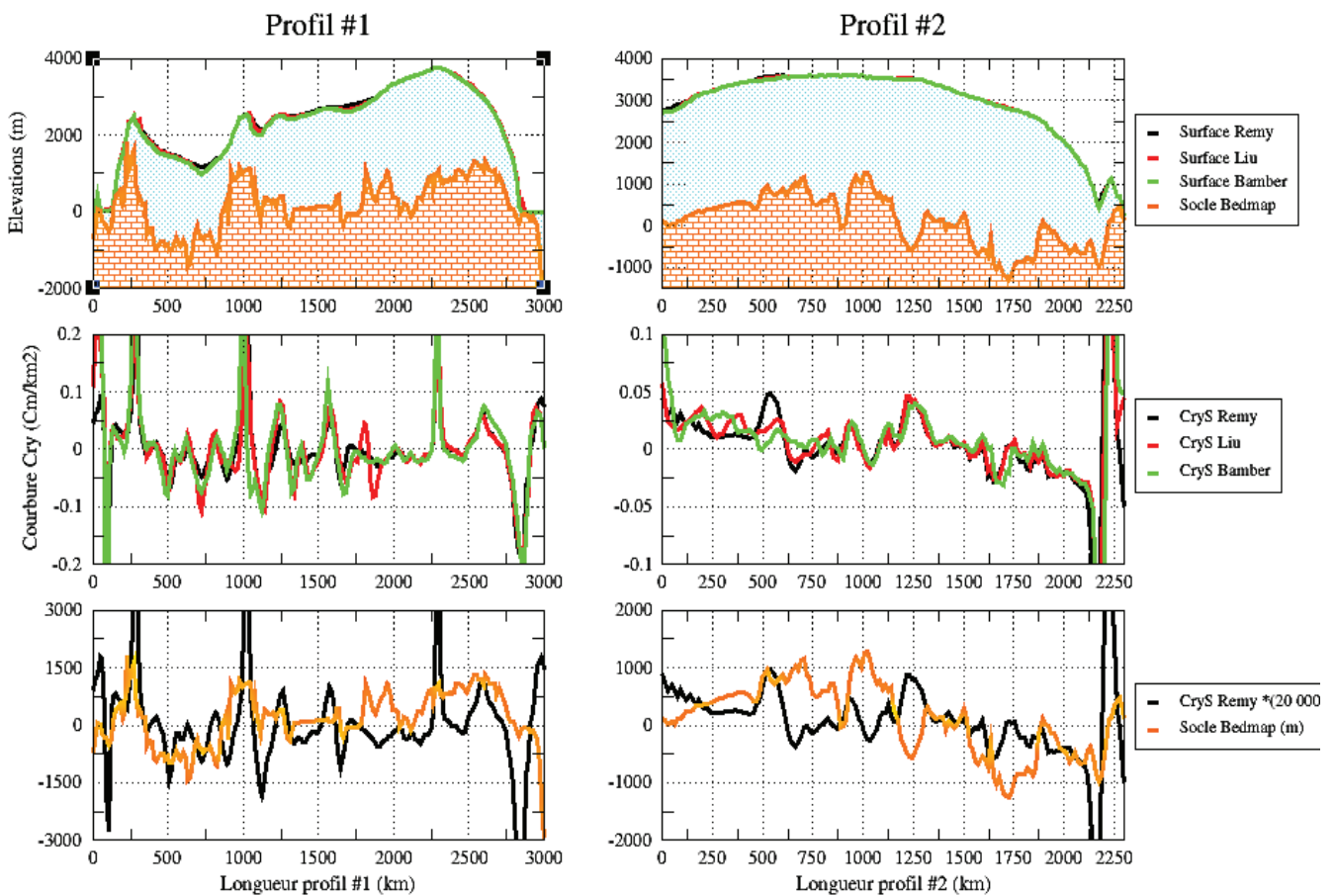


Figure 3.1.10. (au-dessus) Topographie de la surface proposée par Rémy, Bamber et Liu et topographie du socle rocheux (BEDMAP + amélioration) sur les deux profils. (au milieu) Courbures perpendiculaires Cry calculées avec les 3 DEM sur deux profils. (en-dessous) Courbure Cry (calculée avec le DEM proposé par Rémy) et le socle rocheux (BEDMAP + amélioration) sur les deux profils. Profil #1 : segment turquoise et profil #2 : segment violet sur la carte de l'Antarctique.

Dans la figure (3.1.10, au-dessus) nous observons en couleur noire, la topographie de la surface proposée par Rémy, en rouge, celle proposée par Liu, et en vert, celle proposée par Bamber sur les deux profils : le profil 1 traverse le continent Antarctique, en partant de l'Ouest et en allant vers l'Est (figure (3.1.10), segment turquoise), et le profil 2 est défini du dôme vers la côte (figure (3.1.10), segment violet).

Sur le profil 1 nous observons des différences importantes entre les surfaces à 700 km, de 1025 à 1125 km, et aussi entre 1600 et 1800 km. Au kilomètre 700 les surfaces de Bamber et Liu sont 150 mètres en-dessous de celles de Rémy. Entre 1025 et 1125 kilomètres, la surface de Bamber est 200 mètres en-dessous de celle de Rémy et 150 mètres en-dessous de celle de Liu. Et entre 1650 et 1800 kilomètres, la surface de Bamber est 150 mètres en-dessous de Rémy et 50 mètres en-dessous de Liu.

Si l'on regarde les courbures perpendiculaires sur ces 3 *DEM* de surface (figure 3.1.10 au milieu, à gauche), on observe plus en détail les différences entre eux. Par exemple, de 600 km à 800 km et de 1700 km à 2000 km la courbure *Cry* obtenue avec la surface de *Liu* (couleur rouge) montre des vallées (valeurs négatives) et des crêtes (valeur positive) plus fortes que celles de Bamber et Rémy. Et entre 700 km et 2000 km, nous voyons que les crêtes et les vallées obtenues avec la surface de Liu sont un peu décalées par rapport aux autres vallées.

Les différences entre les courbures dans ces zones peuvent être liées au fait, qu'elles sont localisées justement dans les zones non couvertes par le satellite ERS-1 (plus précisément au Sud de 81°S), là où les auteurs ont utilisé différentes données de terrains et diverses méthodes pour les adjoindre avec les données du satellite ERS-1 et ainsi construire leur *DEM* (plus de détail voir le chapitre 1, §1.7.1.1).

Dans le profil 1 (figure 3.1.10 en-dessous, à gauche), on observe que les vallées du socle correspondent aux valeurs négatives de la courbure *Cry* calculée avec la surface Rémy et que les montagnes du socle correspondent aux valeurs positives du *Cry*. Nous pouvons aussi identifier dans ce profil, trois pics sur la courbure *Cry* : à 300 m, 1000 m et 2300 m. Ces pics semblent correspondre à des montagnes à 1700, 1200 et 1000 mètres d'altitude respectivement et aussi aux faibles valeurs de pente (résultat que nous avons vérifié) ce qui nous permet penser qu'ils correspondent aux

zones très plates. Ces résultats montrent l'existence d'une importante corrélation entre la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface calculée avec la surface de Rémy et le socle rocheux le long de ce profil.

Maintenant si nous regardons le profil 2, on observe que les différences entre les trois surfaces sont moins visibles que sur le profil 1. En revanche, si nous regardons les courbures, on remarque des variations entre elles (figure 3.1.10 au milieu, à droite). Plus en détail, si nous observons entre 0 et 750 km, les courbures sont très différentes. Par exemple, au kilomètre 500, on voit une forte crête avec la surface de Rémy (courbe noire) qui n'est pas dans les autres surfaces. Si nous regardons le socle rocheux sur ce même profil (courbe orange, figure 3.1.10 en-dessous, à droite) nous constatons qu'il y a une corrélation entre la courbure obtenue avec la surface de Rémy et le socle rocheux. Cependant, cette corrélation est moins bonne que celle vue dans le profil 1, car dans ce profil (profil 2) il y a moins des traces où l'épaisseur de la glace a été mesurée que dans le profil 1 (voir la distribution de données d'épaisseur de glace in-situ sur la figure 1.9, chapitre 1). En conséquence on peut penser que la surface de Rémy est mieux que les autres deux surfaces au kilomètre 500, mais je ne suis pas capable de l'affirmer.

Les différences entre les trois *DEM* ont été calculées le long sur les deux profils (figure 3.1.11). On observe que la surface de Bamber est très proche de celle du Liu pour les deux profils, mais cela ne signifie pas qu'elles sont proches partout car nous avons trouvé des différences entre ces cartes à grande échelle (voir annexe C). On observe que les différences entre les surfaces sont plus importantes sur le profil 1 que sur le profil 2 dû au fait que le profil 1 traverse la zone centrale non survolée par le satellite ERS-1 (au Sud de 81°S).

Les volumes de la calotte de glace Antarctique obtenus par les trois *DEM* sont très proches entre eux. Le *DEM* proposé par Rémy donne le plus bas volume d'environ 24,4 millions de km³, le *DEM* proposé par Bamber donne un volume de 24,8 millions de km³ et le *DEM* proposé par Liu donne le plus grand volume, avec 24,9 millions de km³. Nous pouvons aussi remarquer que ces volumes sont en-dessous du volume estimé par Huybrechts (25.7 millions de km³ (Huybrecht et al., 2000)). Ces différences par rapport à l'estimation donnée par Huybrecht pourraient être liées à la ligne d'échouage utilisée pour calculer le volume de la calotte. Une autre raison peut être l'utilisation de notre

socle rocheux amélioré, notamment près de Thwaites et Pine Island. Le fait que ces trois *DEM* donnent des résultats très proches entre eux, c'est un bon indicateur sur la consistance de la topographie Antarctique observée.

Dans l'annexe C, nous pouvons voir les cartes à grande échelle des différences entre les *DEM* : Bamber – Rémy, Bamber – Liu et Rémy – Liu. Étant donné que ces auteurs ont utilisé les mêmes données fournies par le satellite *ERS1* – Mission géodésique en 1994, sur la calotte de glace Antarctique, les différences importantes entre les 3 *DEM* sont localisées dans : les zones non survolées par le satellite (au Sud de 81°S), les plates-formes de glace flottantes (c.-à-d., Ross et Ronne), les chaînes montagneuses et sur les bords du continent en raison des pentes plus fortes qui y existent et des corrections propres à chaque auteur.

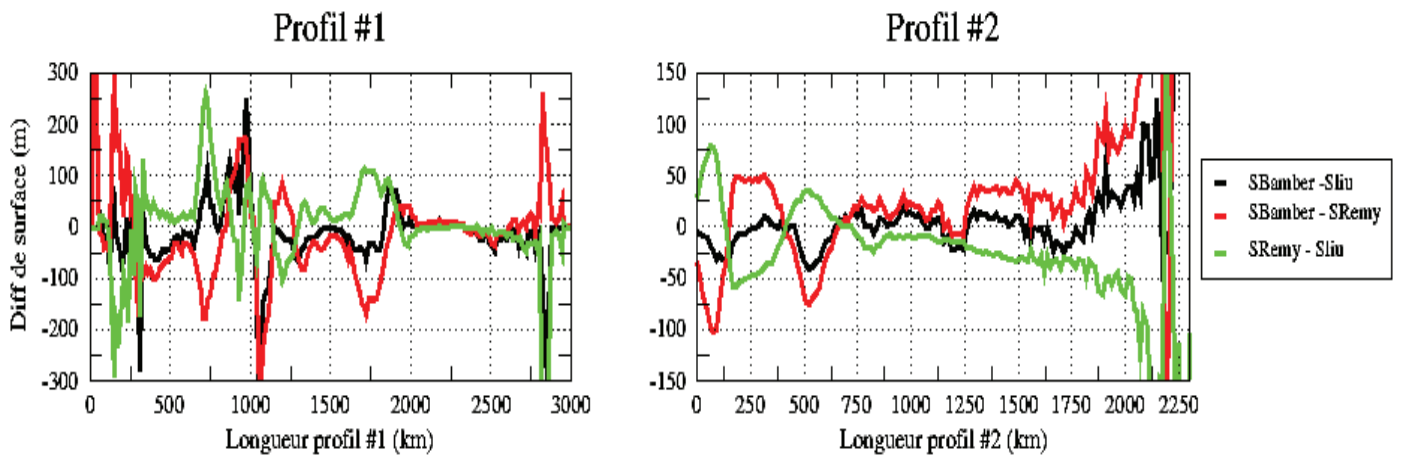


Figure 3.1.11. Différences d'altitude entre les *DEM* (m) sur les 2 profils. Noir : surface de Bamber moins surface de Liu. Rouge : surface de Bamber moins surface de Rémy. Vert : surface de Rémy moins surface de Liu.

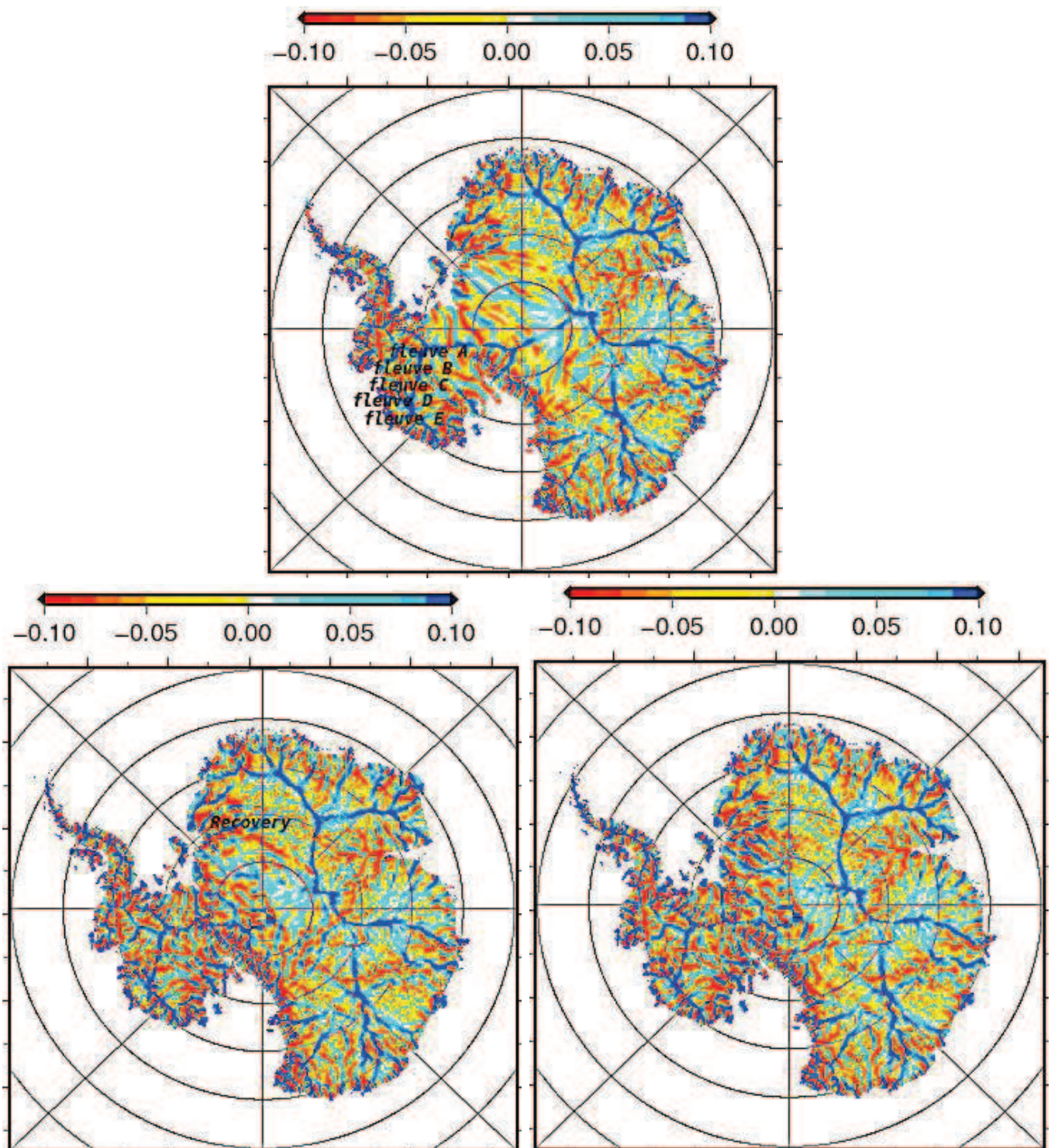


Figure 3.1.12. Courbure Cry : en haut, la courbure calculée depuis la surface de Rémy, en bas à gauche, la courbure calculée avec la surface de Liu et en bas à droite, la courbure calculée avec la surface de Bamber.

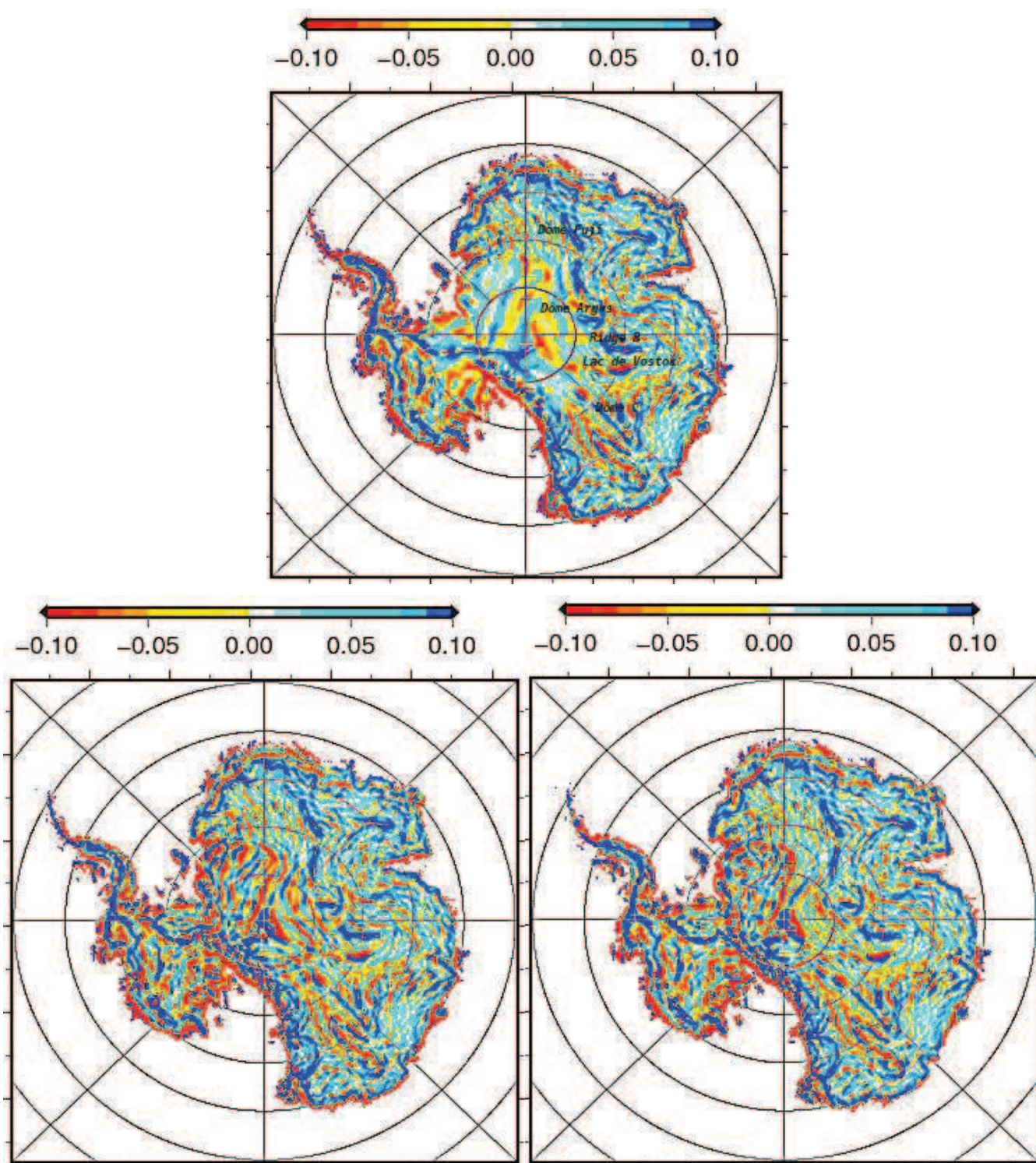


Figure 3.1.13. Courbure Cr_x : en haut, la courbure calculée depuis la surface de Rémy en bas à gauche, la courbure calculée avec la surface de Liu et en bas à droite, la courbure calculée avec la surface de Bamber.

Pour étudier plus en détail les différences spatiales entre les trois cartes de surface, nous avons calculé la courbure perpendiculaire (C_{ry}) et parallèle (C_{rx}) à la plus grande pente de la surface avec un rayon de 45 km (figure 3.1.12 et 3.1.13 respectivement). De façon générale, nous pouvons observer que les trois courbures C_{ry} et les trois courbures C_{rx} reproduisent des structures très proches entre elles.

On observe que les courbures C_{rx} et C_{ry} calculées avec la surface de Rémy donnent des structures moins détaillées et plus lisses vers l'intérieur de la latitude 81°S que les courbures obtenues avec les autres surfaces. Par contre, près le Siple-Coast, la courbure C_{ry} calculée avec la surface de Rémy donne des structures de vallées plus larges en remontant vers l'intérieur du continent, que celles de Bamber. Ce qui nous permet de mieux identifier les divers fleuves de glace et crêtes. On peut citer l'exemple des fleuves de glace A, B, du ridge B/C, du fleuve de glace C, du dôme Siple, du fleuve de glace D ou du fleuve de glace E (figure 3.1.12).

La courbure C_{ry} calculée avec la surface proposée par Liu permet entre autres d'observer une très large vallée près le glacier Recovery, qui est aussi visible mais moins profonde dans la carte C_{ry} de Rémy et moins nette dans la carte C_{ry} de Bamber.

On observe que quelle que soit la surface utilisée, les structures des crêtes et des vallées sont bien marquées dans l'Antarctique de l'Est (figure 3.1.12) : les crêtes (en bleues) structures bombées qui partent de la côte et remontent vers les dômes. Et les vallées (en rouges ou jaunes) chenaux qui creusent la topographie, de plusieurs dizaines de mètres à la côte à quelques mètres au centre. On observe aussi que les trois surfaces montrent une grande similitude dans les structures régulières à la côte.

La structure spatiale donnée par la courbure C_{rx} est assez proche dans l'Antarctique de l'Est quelle que soit la surface utilisée. On voit clairement ressortir les divers dômes (dôme Fuji, dôme Argus, Ridge B, dôme C) et aussi la présence de lac du Vostok dans les trois cartes (figure 3.1.13).

Ce travail a permis d'étudier les ondulations de la topographie Antarctique dans la direction perpendiculaire (C_{ry}) et parallèle (C_{rx}) à la plus grande pente de la surface sur trois différentes données de surface. Ces données ont été construites par différents

auteurs (Rémy, Bamber et Liu) qui ont utilisé différentes données pour combler la topographie Antarctique dans les zones non couvertes par le satellite (données cartographiques, données par le satellite et données de sondage) et de différentes méthodes pour corriger les erreurs de données altimétriques (c.-à-d., erreurs atmosphériques, d'instrument ou d'orbite et surtout de pente, l'erreur la plus critique en altimétrie continentale).

On observe que la similitude des structures de courbures C_{ry} et C_{rx} quelle que soit la surface est très importante bien qu'elles caractérisent l'anomalie locale de la surface suivant la direction perpendiculaire ou parallèle à la plus grande pente de la surface.

On peut conclure que les trois surfaces utilisées permettent de reproduire ondulations de la surface Antarctique de façon relativement fidèle entre elles malgré les différentes données et méthodes utilisées par ces auteurs dans leurs constructions. Ce résultat est très réconfortant car on observe que les diverses topographies convergent plus ou moins vers la même topographie observée.

3.2 Structure de l'écoulement de la glace Antarctique

La couverture de la calotte de glace Antarctique par le radar ERS-1 a considérablement amélioré la connaissance de leur topographie. Cette connaissance une fois combinée avec des estimations d'épaisseur et d'accumulation de glace apportent une quantité étonnante d'informations sur l'écoulement de la glace à l'intérieur de la calotte. Parmi ces informations nous utiliserons : la vitesse, le flux et la direction de bilan.

La vitesse et le flux de bilan sont définis comme les vitesses (ou flux) nécessaires pour évacuer toute la neige déposée en surface (neige déposée dans l'Antarctique par l'accumulation) pour maintenir la calotte en un état d'équilibre (c., à-d., toute la masse qui rentre doit sortir) (Paterson (1994), Budd and Warner (1996) et Rémy (2003)).

Pour étudier la structure de l'écoulement de la glace dans l'Antarctique, je propose d'abord de calculer, d'étudier et d'analyser la vitesse, le flux et la direction de bilan car ils fournissent avec une bonne précision la structure générale du drainage de la glace, à l'échelle local ou global (Huybrechts et al., 2000). Ce sont des paramètres très importants à prendre en compte pour quantifier le drainage de la glace (étudié dans le chapitre 3. §3.3), analyser la qualité de données utilisées dans les modèles de glace, initialiser le champ de température dans les modèles (Ritz, communication personnelle), quantifier et valider les sorties des modèles de glace (appliqué dans le chapitre 4), et pour mieux comprendre à grande échelle la dynamique des masses de glace et leur état d'équilibre (LeBrocq et al., 2006). Ensuite, je propose d'étudier la relation entre la vitesse de bilan, les courbures (*Cry* spécifiquement) et le socle rocheux.

3.2.1 Calcul de la vitesse, du flux et de la direction de bilan

Je vais maintenant montrer comment calculer la vitesse (U_b ou V_b) et le flux de bilan ($U_b H$ ou $V_b H$).

Pour expliquer le calcul de la vitesse de bilan on aborde l'équation de conservation de la masse (équation 2.2, chapitre 2). Équation de base qui régit l'évolution des calottes dans les modèles de glace. Ainsi pour une colonne de glace on récrit donc l'équation de conservation de glace :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla(\vec{U} H) + (Acc - Abl) - b_{melt} \quad (2.2)$$

On reconnaît dans cette équation les différents flux intervenants dans le bilan de masse d'une calotte :

- les flux entrants sous la forme d'accumulation (Acc)
- les variations du flux liées à la dynamique $\left(\nabla(\vec{U} H) = \frac{\partial \bar{U}_x H}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U}_y H}{\partial y} \right)$ ou à la fusion (b_{melt}) et

- le terme d'instationnarité $\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)$

Les vitesses (\bar{U}_x et \bar{U}_y) évacuent totalement la neige tombée en surface alors, le terme de fusion à la base est négligeable dans le bilan de masse des calottes ($b_{melt}=0$)

Dans le calcul de la vitesse et du flux de bilan, nous supposons que toutes les masses qui sortent dans l'équation (2.2) par la fonte en surface, par l'écoulement de la glace ou par sublimation sont exactement égales à la somme des masses d'entrées et de la glace accumulée en surface (hypothèse d'état d'équilibre (ou de bilan)). Budd et Warner (1996), Fricker et al., (2000). Nous écrivons alors l'équation de bilan sous la forme

$$\frac{\partial \bar{U}_x H}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U}_y H}{\partial y} = Acc - \frac{\partial H}{\partial t} \quad (3.3)$$

Où les vitesses \bar{U}_x et \bar{U}_y sont inconnues

Si l'on regarde maintenant le cas d'un écoulement parallèle ($\bar{U}_y=0$) le long d'un profile entre le dôme et la côte, l'équation de bilan (3.3) s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial \bar{U} H}{\partial x} = \int_{dôme}^x (Acc - \frac{\partial H}{\partial t}) dx \quad (3.4)$$

Mais le bilan de masse en un endroit quelconque du profil exprime simplement la conservation entre le flux de glace traversant cet endroit et la quantité de neige reçue en amont, équilibrée par des variations d'épaisseur. Cette équation (3.4) est normalement utilisée pour les études unidimensionnelles, et elle est insuffisante pour étudier le drainage de la glace d'une calotte, en raison des effets de convergence et de divergence de l'écoulement de la glace qui jouent un rôle majeur (Testut 2000).

On prend l'hypothèse de l'écoulement par cisaillement dans l'approximation de la couche mince (SIA, eq 2.12, chapitre 2) là où les calottes glaciaires ont une épaisseur

extrêmement faible par rapport à leurs dimensions horizontales. La direction de l'écoulement à toute profondeur est ainsi donnée par la pente de la surface de la calotte. Il est donc possible à partir de la topographie de la surface de déterminer les lignes de courant empruntées par la glace et de tenir en compte des phénomènes de convergence et divergence de l'écoulement de la glace.

Il existe en effet deux manières de calculer la vitesse d'écoulement (\bar{U}_x et \bar{U}_y) dans l'équation de bilan (3.3) : directement avec un point de vue comportemental (Ritz, Gillet – Chaulet communication personnelle) et par des méthodes développées pour l'hydrologie.

La vitesse d'écoulement (\bar{U}_x et \bar{U}_y) calculée directement est le résultat de la déformation de la masse de glace lorsqu'elle est soumise à un champ de contrainte. Cette déformation s'exprime à travers une loi de comportements, qui par l'intermédiaire de la viscosité, relie le champ des taux de déformation au champ de contrainte que subit la glace (cette méthode est lourde en temps de calcul).

La vitesse d'écoulement (\bar{U}_x et \bar{U}_y) calculée par des méthodes développées pour l'hydrologie (méthode plus efficace en temps de calcul, par conséquent celui-ci c'est qu'on utilise) consiste à projeter l'équation (3.3) sur une ligne de courant, en adoptant un système de coordonnées curvilignes, où il devient plus simple de prendre en compte des phénomènes de convergence et divergence dans l'équation de bilan. Si $l(x)$ représente la distance qui sépare deux lignes d'écoulement, et en considérant que \bar{U}_x est indépendant de y sur la largeur initial $l(x=0)$, on peut écrire l'équation du flux de bilan sous la forme :

$$\Psi_b = \bar{U}_x H_l = \int_{d\hat{o}m}^x Acc(x) l(x) dx \quad (3.5)$$

Où $l(x)$ tient en compte la convergence ou divergence de l'écoulement. La figure 3.2.0 schématise cette équation. Ψ_b est donc le flux de bilan. Et la vitesse de

bilan est alors défini par :
$$Ub = \frac{\Psi_b}{H_l} \quad (3.6)$$

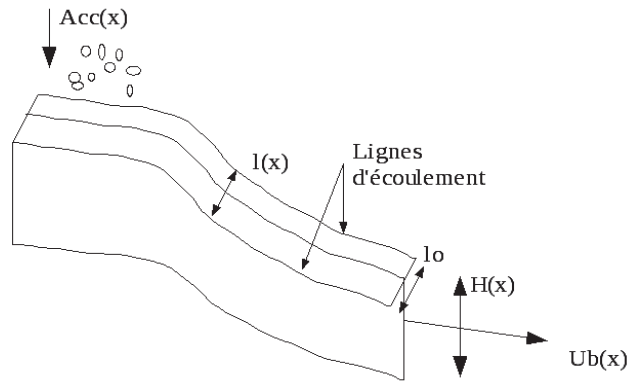


Figure 3.2.0 Schéma de calcul de la vitesse de bilan U_b à partir de l'épaisseur de la glace local H , des taux d'accumulation (Acc) et de la géométrie de l'écoulement caractérisée par la distance $l(x)$. (Source Testut 2000).

Parmi les schémas pour calculer la vitesse (ou flux) de bilan, on peut mentionner celui du tube (méthode appliquée par Testut 2000) et le schéma de descente sur une grille (méthode appliquée par LeBrocq et al., 2006). Le schéma du tube consiste en remonter chacun des points de la côte séparée une distance initiale $l(x=0)=l_0$ jusqu'à un dôme ou à une ligne de crête. Où à chaque pas de remontée, la pente est calculée à une certaine échelle. La distance $l(x)$ entre les deux points est connue et les taux d'accumulation sont interpolés. On peut ainsi calculer à chaque point grille la vitesse (ou flux) de bilan. Et le schéma de descente sur une grille (méthode appliquée par LeBrocq et al., 2006) consiste dans un premier temps, à trier les valeurs d'altitude de la calotte dans l'ordre décroissant, et à affecter à chaque nœud une valeur de taux d'accumulation. Ensuite il suffit, en partant du nœud le plus haut, de distribuer aux 8 nœuds aval attenants les taux d'accumulation, en tenant compte de la direction de la plus grande pente de la surface. Pour chaque nœud, on répète cette opération jusqu'aux nœuds de la côte, et l'on peut ainsi estimer à chaque nœud la vitesse (ou flux) de bilan.

3.2.1 Calcul de la vitesse, du flux et de la direction de bilan dans la calotte de glace Antarctique

La vitesse, le flux et la direction de bilan ont été déjà calculés par plusieurs auteurs, par exemple : Budd et Warner (1996) et Joughin et al., (1997) dans la calotte de glace du Groenland. Bamber et al., (1997), Huybrechts et al., (2000) et Testut et al., (2003) dans la calotte de glace Antarctique. Et LeBrocq et al., (2006) dans l'Antarctique de l'Ouest.

Pour calculer le flux, la vitesse et la direction de bilan dans le continent Antarctique, je vais utiliser le code proposé par Anne Le Brocq (LeBrocq et al., 2006). Ils n'avaient étudié cette méthode que sur l'Antarctique de l'Ouest, et je vais l'appliquer et l'étudier sur toute la calotte avec des jeux de données plus récents, en considérant différentes résolutions et plusieurs topographies.

Le code fait par LeBrocq et al., (2006) propose sept façons pour calculer la vitesse (U_b), le flux ($U_b H$) et la direction de bilan : Warner, Quinn, Tarboton, Tarboton-modifié, GDS-Tarboton et GDS-Warner. Mais leur choix va dépendre de l'objet considéré calotte ou glacier. Parmi ces différentes façons du calculer la vitesse (ou flux) de bilan, LeBrocq a suggéré la façon GDS-Warner pour la calotte de glace Antarctique.

La méthode de GDS-Warner (Gravitationnel Driving Stress Warner) permet par rapport aux autres, de bien reproduire la structure du flux de la glace dans la calotte Antarctique, parce qu'il prend en compte les contraintes longitudinales

$$\tau_x = \rho_i g H \frac{\partial s}{\partial x}, \tau_y = \rho_i g H \frac{\partial s}{\partial y} \quad (\text{en anglo-saxon : driving stress}).$$

Ces hypothèses sont en accord avec la Shallow Ice Approximation (SIA, §2.2.7.3) et capitales pour le calcul de la vitesse et du flux de bilan parce qu'il utilise la topographie de la surface pour calculer la direction du flux, la direction de l'écoulement de la glace suivant celle de la plus grande pente de la surface. Grâce à un filtre, GDS-Warner corrige les problèmes rencontrés par la présence des variations à petite échelle de la pente de la surface et de l'épaisseur de glace.

Pour employer GDS-Warner, il est nécessaire de fournir des données de surface, d'accumulation, d'épaisseur de glace et d'imposer une distance de référence. Cette distance va jouer dans la taille du filtre et sera employée pour le lissage de la pente de la surface et de l'épaisseur de glace (plus en détail dans §3.2.4).

En résumé : la vitesse, le flux et la direction de bilan au cours de cette thèse seront calculés en utilisant : le code de LeBrocq, la façon GDS-Warner, la donnée d'épaisseur de glace que nous avons corrigée (voir chapitre 1), la donnée d'accumulation proposée par Arthern et al., (2006), un des trois *DEM* de la topographie de surface (c.-à-d., *DEM* de Rémy, Bamber et Liu) et une distance de 25 km pour la taille du filtre (on reviendra sur la taille du filtre dans §3.2.4).

La figure (3.2.1) illustre la vitesse de bilan de la calotte de glace Antarctique calculée à 5 km de résolution. L'échelle de couleur varie de 0 à 300 m/an. Ces valeurs représentent les vitesses avec lesquelles les fleuves de glace et les glaciers émissaires déchargent la glace du dôme vers les côtes pour maintenir la calotte en état d'équilibre. Les plates-formes de glace flottante ont été exclues de la carte, car l'hypothèse que le flux est parallèle à la pente locale de la surface est inappropriée pour la glace flottante (Bamber et al., 2000). Dans cette carte nous pouvons voir que la vitesse de bilan a de faibles valeurs à l'intérieur de la calotte qui augmentent vers les bords. Trois facteurs induisent cette augmentation (en référence à l'équation 3.5 et 3.6) : vers les bords, la surface de la zone drainée augmente, l'épaisseur de glace diminue et l'accumulation de masse (qui est positive) augmente.

Le flux de bilan de la calotte de glace Antarctique est cartographié (figure 3.2.2) avec une résolution de 5 km. Cette carte fournit une vue complète et détaillée du flux, basée sur l'hypothèse des conditions d'équilibre. Les *ice divides* qui séparent les bassins de drainage sont clairement visibles. La plupart des fleuves de glace et des glaciers émissaires peuvent clairement être identifiés dans l'Antarctique de l'Est et dans l'Antarctique de l'Ouest. Ceci est particulièrement le cas des fleuves de glace *Siple Coast* du A jusqu'au E. D'un autre côté, les glaciers Pine Island, Recovery, Lambert, Byrd, les fleuves de glace Rutford et Foundation (voir localisation des glaciers et fleuves de glace dans la figure 3.2.2) montrent un flux convergeant avec des valeurs supérieures à 10 km²/an.

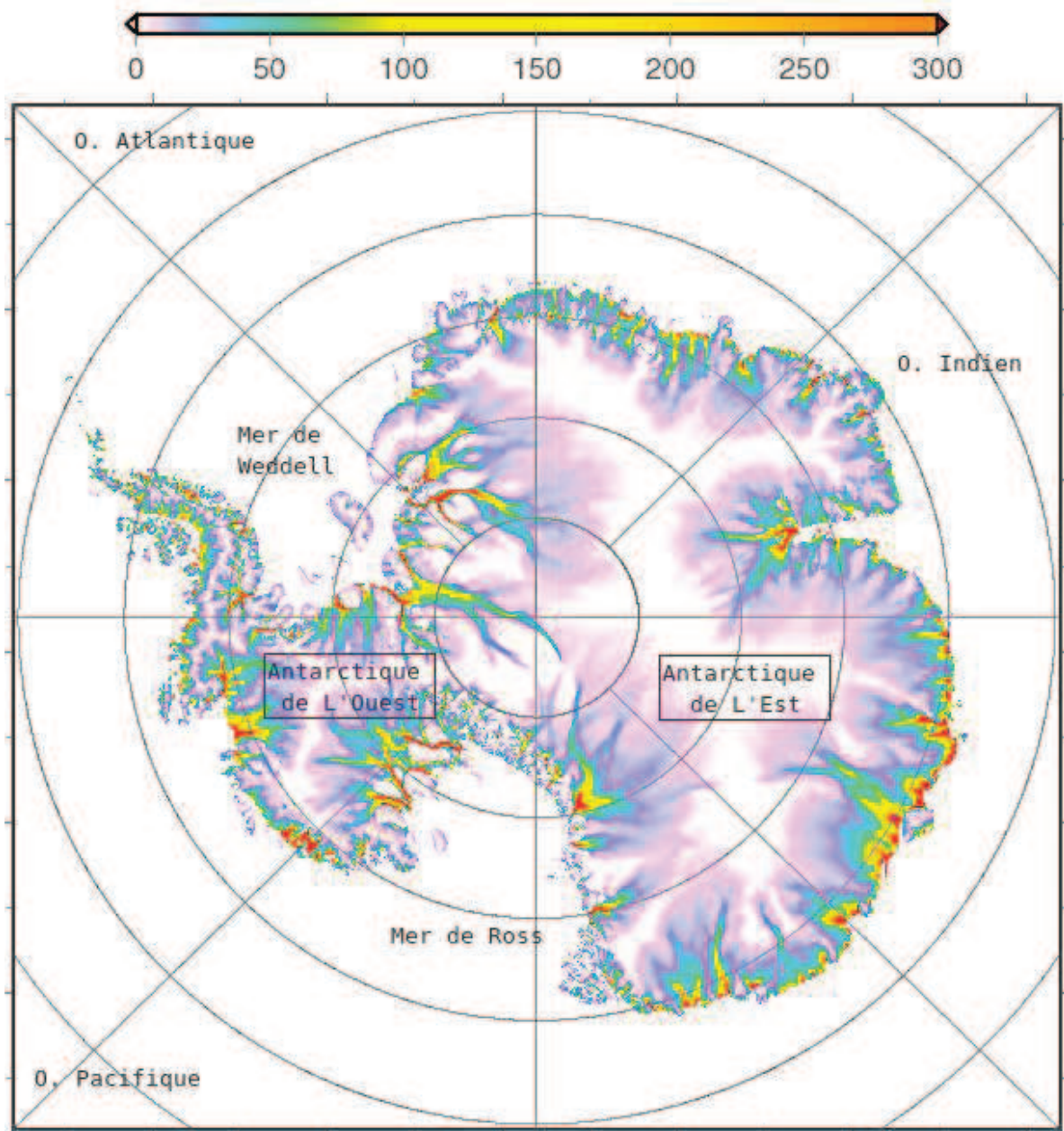


Figure 3.2.1. Vitesse de bilan de la calotte Antarctique ($\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$) obtenu à partir de la topographie de Bamber et al., (2000) et calculée avec le code proposé par LeBrocq et al., (2006). 5 km de résolution, 1200x1200 points grilles. La taille du filtre utilisée est de 25 km.

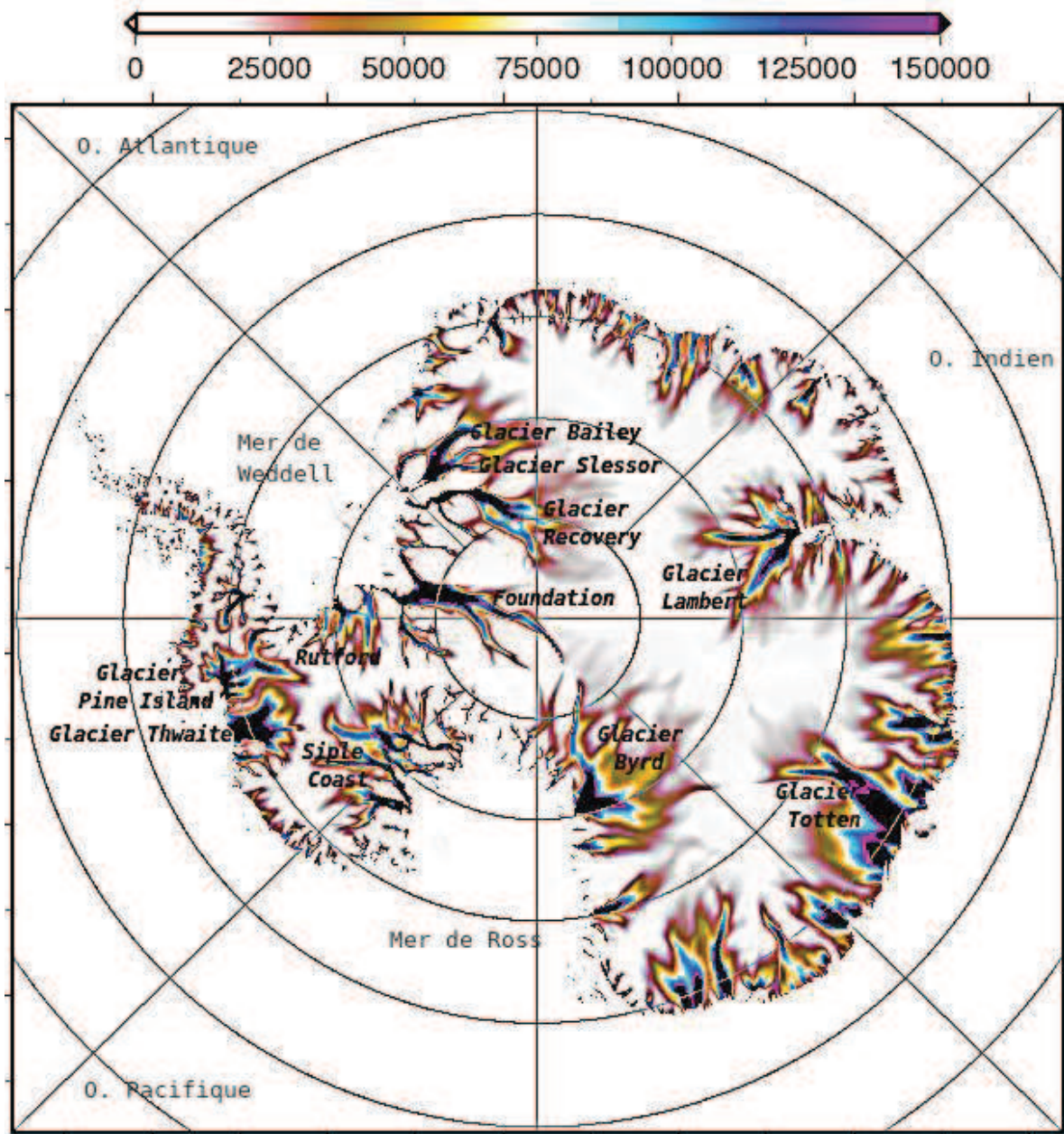


Figure 3.2.2. Flux de bilan de la calotte de glace Antarctique ($\text{m}^2 \text{an}^{-1}$) obtenu à partir de la topographie de Bamber et al., (2000), calculé avec le code proposé par LeBrocq et al., (2006). 5 km de résolution, 1200x1200 points grilles. La taille du filtre utilisée est de 25 km.

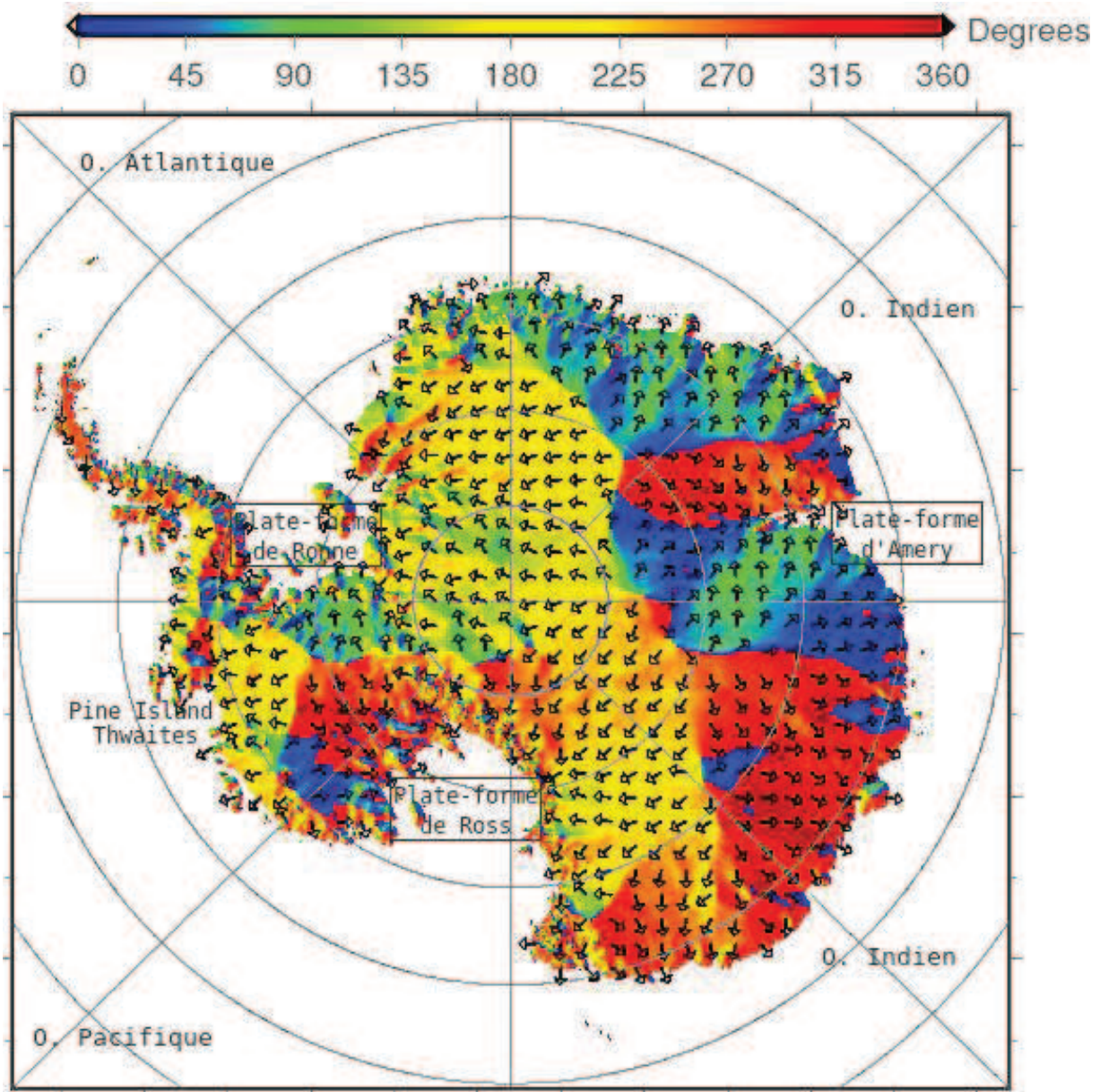


Figure 3.2.3. Direction du flux de bilan calculée en 1200x1200 points grilles et obtenu à partir de la topographie de Bamber et al., (2000). Les flèches montrent la direction de l'écoulement de la glace. La taille du filtre utilisée est de 25 km.

Dans la figure (3.2.3), on observe la direction du flux de bilan. Les flèches indiquent la direction. Effectivement nous observons que la glace du continent est drainée du centre vers les côtes, car c'est la direction de la plus grande pente de la surface qui est imposée. Avec cette carte nous pouvons clairement identifier divers bassins versants : dans l'Antarctique de l'Ouest, on distingue 3 bassins versants, dont les glaces s'écoulent distinctement vers les plates-formes flottantes de Ross et Ronne ainsi que vers la région Pine Island et Thwaites. En Antarctique de l'Est, on distingue 4 bassins versants, dont les glaces s'écoulent distinctement vers les plates-formes flottantes d'Amery et Ronne, ainsi que celles qui se déversent vers l'océan Indien et Atlantique Sud. Avec cette carte, nous pouvons aussi identifier le lac du Vostok (78°S, 105°E).

Ces trois cartes (vitesse, flux et direction de bilan) donnent une excellente illustration de la qualité des données utilisées, car l'information générale de la structure de l'écoulement de glace qu'elles offrent est très cohérente vis-à-vis de la structure de l'écoulement observée (chapitre 1, figure 1.13 carte des vitesses d'écoulement observé, obtenu par Rignot et al., 2008).

3.2.2 Impact du calcul de la vitesse de bilan sur différentes données de surface

Dans cette partie, nous étudions l'effet de la topographie de la surface Antarctique sur le calcul de la vitesse de bilan (U_b). Pour cela, nous utilisons trois *DEM* de surface disponibles et homogènes sur une grille à 25 km de résolution (c.-à-d., la surface proposée par Bamber, Liu et Rémy). On utilise aussi l'accumulation proposée par Arthern et al., (2006) et l'épaisseur de glace que nous avons corrigés (voir chapitre 1) et que nous avons mis sur la même grille. Nous avons ainsi calculé la vitesse de bilan pour chaque jeu de surface.

La figure (3.2.4) illustre les intercomparaisons entre la vitesse de bilan obtenu avec les trois différentes surfaces et la vitesse observée (On appelle « vitesse observée » à la vitesse proposée par Rignot et al., (2008)). Ces intercomparaisons ont

été calculées seulement dans la partie posée de la calotte Antarctique, car dans la partie de glace flottante la vitesse de bilan n'a pas du sens car ces régions sont très plates.

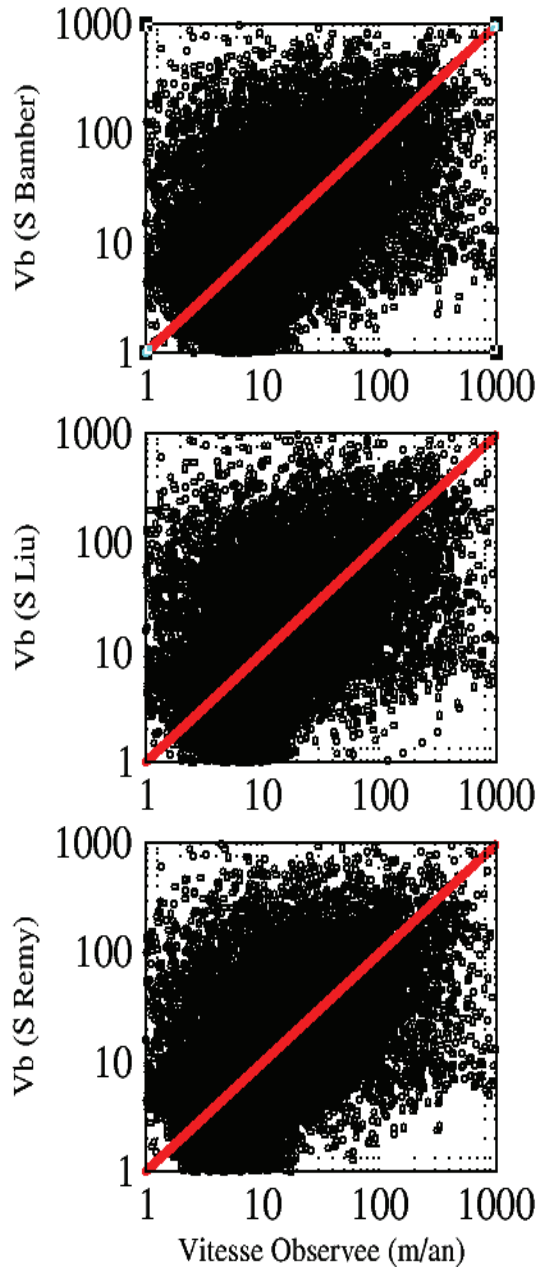


Figure. 3.2.4. Intercomparaisons entre la vitesse de bilan et la vitesse observée. Dans l'axe X nous avons la vitesse observée, et dans l'axe Y nous avons la vitesse de bilan calculée avec différentes surfaces (surface de Bamber, Liu et Rémy respectivement) sur une résolution de 25 km.

Le rapport entre la vitesse de bilan et la vitesse observée forme un nuage de points avec une tendance qui ne permet pas d'observer d'accord. Ce faible accord entre la vitesse de bilan et la vitesse observée nous permet de penser que ces deux informations ne sont pas comparables, car elles donnent des informations différentes et ont été obtenues de manières différentes.

On rappelle que la vitesse de bilan mesure les vitesses de glace nécessaires pour évacuer toute la neige déposée en surface, c'est-à-dire pour maintenir la calotte en état d'équilibre. La vitesse observée mesure les vitesses avec lesquelles la calotte perd de la masse. Nous voyons donc que la vitesse de bilan et la vitesse observée donnent des informations très importantes sur l'écoulement de la glace mais elles mesurent des phénomènes différents.

A cause de la grande quantité d'hypothèses utilisées pour leur calcul, la comparaison entre les deux vitesses (bilan et observée) est source d'erreur : les données qui sont des incertitudes importantes et/ou la résolution qui n'est pas adaptée pour leur calcul (LeBrocq et al., 2006). Néanmoins cette comparaison peut être une manière d'évaluer l'état global d'un glacier, car si les vitesses observées et les vitesses de bilan sont très différentes, alors le glacier peut-être augmentant ou diminuant leur masse (Cuffey et Paterson 2010).

La figure 3.2.5 montre la vitesse observée et la vitesse de bilan calculée avec les différentes surfaces sur le long d'un profil dans l'Antarctique de l'Est. Ce profil est situé entre les latitudes 70 °S et 63 °S et entre les longitudes 120 °E et 145°E. Nous avons choisi cette zone à cause des importantes mesures de surface et d'épaisseur de la glace. On observe sur le long du profil que les valeurs de vitesse observées (courbe noire) sont plus basses que les valeurs nécessaires pour maintenir la calotte en état d'équilibre. Ceci nous permet de penser que pour cette climatologie, les vitesses observées dans cette zone sont trop faibles pour évacuer toute la masse qui tombe chaque année. À partir donc de l'équation de la vitesse de bilan, la calotte dans cette région gagne de la masse.

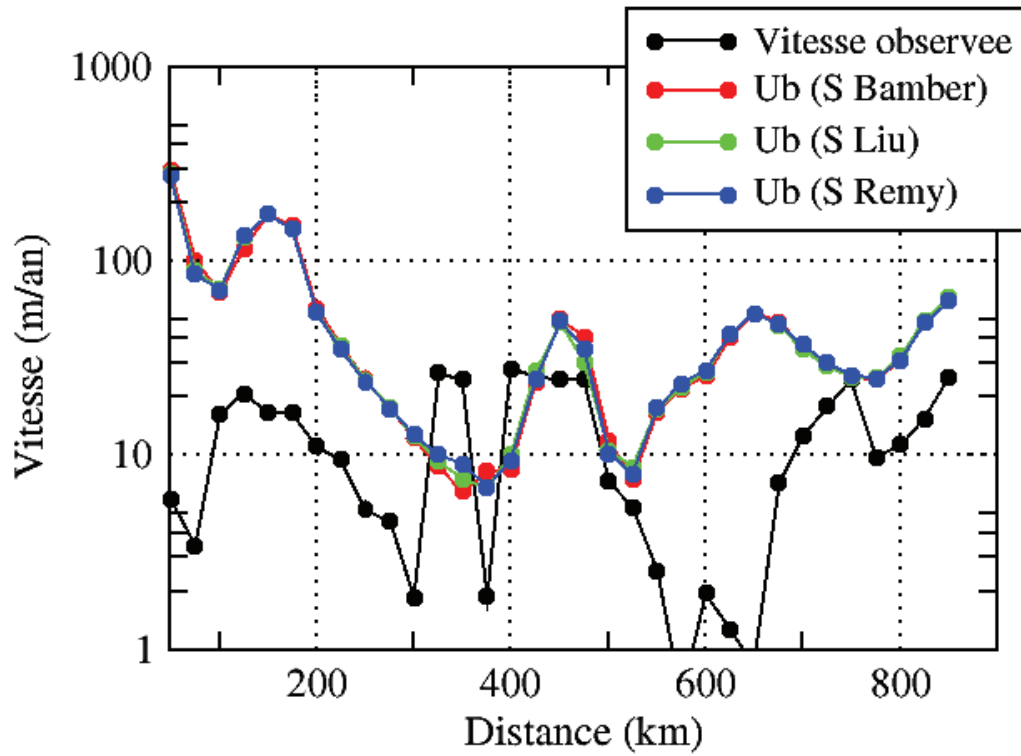


Figure. 3.2.5. Vitesse observée (noir) et vitesse de bilan calculée avec différentes surfaces (rouge, vert et bleu) sur le long d'un profil dans l'Antarctique de l'Est. Profil situé entre les latitudes 70 °S et 63 °S et entre les longitudes 120 °E et 145°E.

L'accord entre la vitesse de bilan et la vitesse observée est plus ou moins le même quelle que soit la surface utilisée. Nous avons alors calculé le rapport entre les vitesses de bilan calculées avec les trois différentes données de surface (figure 3.2.6). Les vitesses de bilan sont en accord entre elles si et seulement si, les points des nuages sont sur la ligne rouge. Les résultats de cette analyse montrent à échelle globale, une similitude forte entre les vitesses de bilan quelle que soit la surface utilisée.

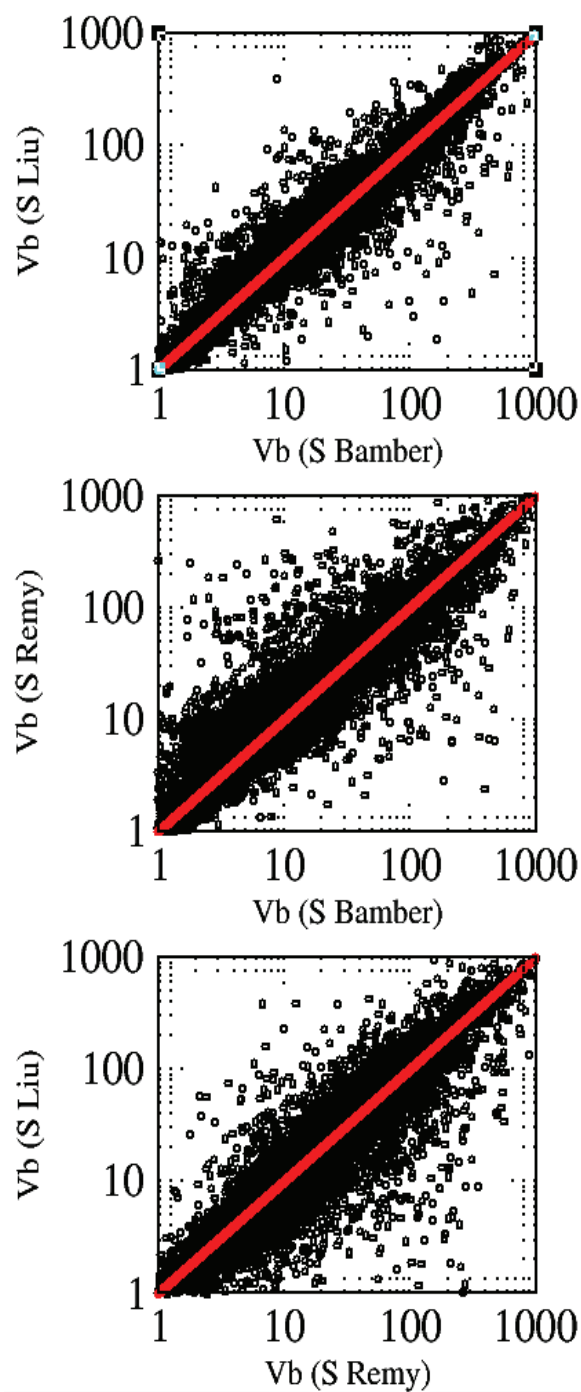


Figure. 3.2.6. Intercomparaisons entre la vitesse de bilan calculée sur différentes données de surface à 25 km de résolution. (au-dessus) rapport entre la vitesse de bilan calculée avec la surface proposée par Liu et Bamber. (au milieu) rapport entre la vitesse de bilan calculée avec la surface proposée par Rémy et Bamber. (en-dessous) rapport entre la surface de bilan calculée avec la surface proposée par Liu et Rémy.

Les cartes résultantes des différences entre les vitesses de bilan (figure 3.2.7) montrent que dans les zones d'écoulement lent, les valeurs de vitesse de bilan sont assez proches quel que soit la surface utilisée. Par contre dans les zones d'écoulement rapide ou dans les régions entre les latitudes 81.5°S et 90°S, les différences entre les vitesses de bilan deviennent plus importantes, quelque fois supérieures à 500 m/an.

Les différences entre les vitesses dans les latitudes supérieures à 81.5°S peuvent être dues au fait que l'on sort de la couverture du satellite ERS-1. Les différents auteurs ont comblé cette zone avec des données différentes, par exemple : Rémy et Brisset (communication personnelle) ont utilisé les données proposées par Drewry (1983). Bamber et al., (2000) ont utilisé des données ADD (Antarctic Digital Database), et Liu et al., (1990) ont utilisé des données ADD et des données par radar aéroportées (plus détaillé dans le chapitre 1).

Les différences importantes entre les vitesses de bilan dans les zones d'écoulement rapide (par exemple : les glaciers qui drainent vers Amery, le glacier Totten, Slessor, Lamber, les fleuves de glace Siple Coast, Recovery, etc.) peuvent être dues aux différences dans la direction de la plus grande pente des surfaces utilisées, car alors les lignes de courants et par conséquent les estimations de la vitesse de bilan sont différentes. Ces différences peuvent aussi être affectées par une des hypothèses qu'utilise le calcul de la vitesse de bilan, car la formulation de la contrainte driving stress (comme dans la SIA), fait implicitement l'hypothèse que la calotte est en équilibre en tout point par la contrainte que lui oppose le socle. Ce qui est loin d'être vrai partout, car en fonction des creux, des bosses du socle et des fleuves de glace, il peut exister des régions où la contrainte de friction exercée par le socle est trop faible pour compenser le driving stress.

LeBrocq et al., (2006) ont trouvé aussi d'importantes différences entre les vitesses de bilan calculées en fonction des différentes surfaces. Ces différences ont été aussi localisées dans les zones d'écoulement rapide. Par exemple, près le fleuve de glace Rutford qui est localisé entre les latitudes 75 et 80 °S et 80°W.

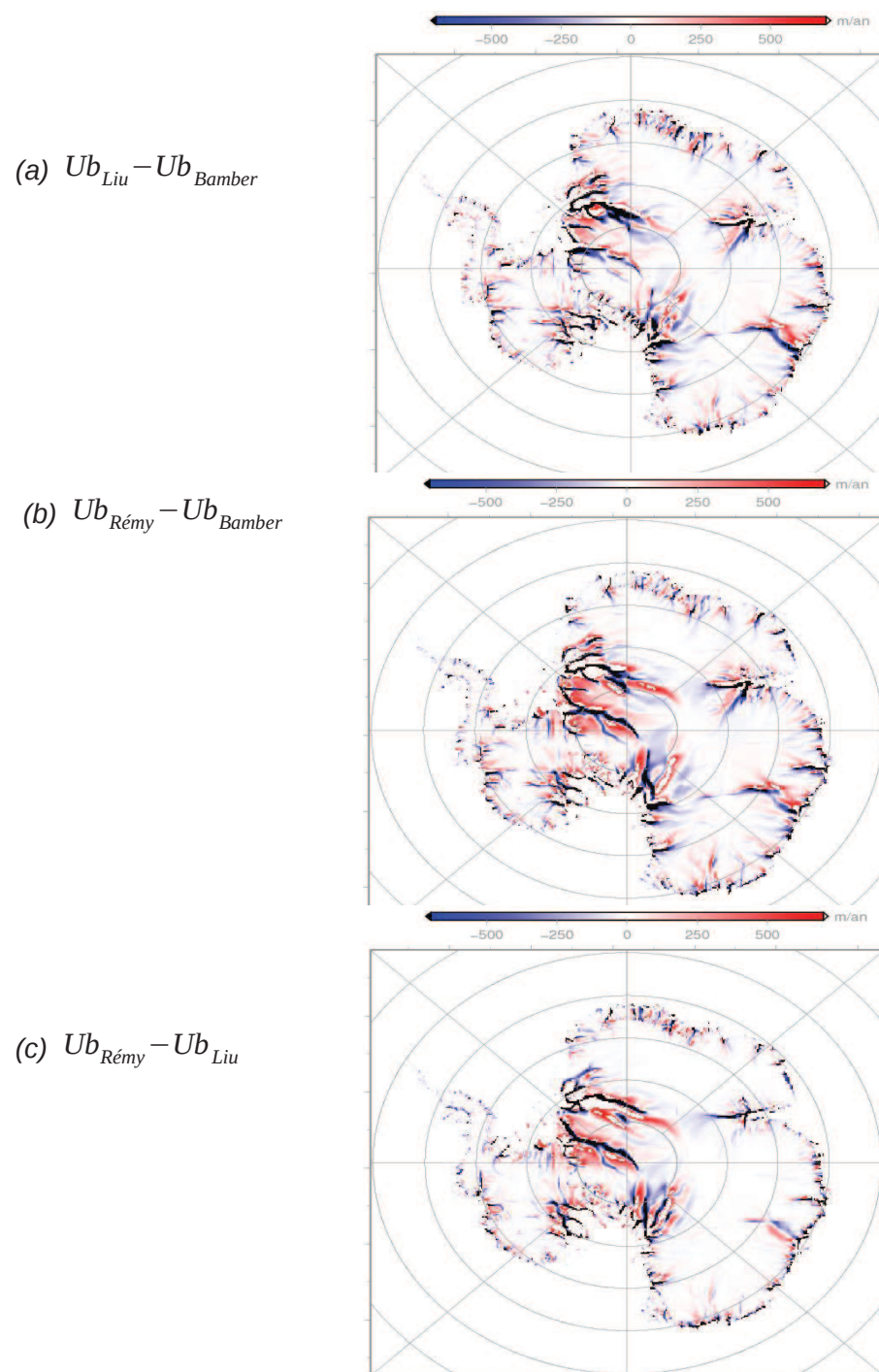


Figure. 3.2.7. Différences entre les vitesses de bilan. (a) vitesse de bilan calculée avec la surface de Liu moins Bamber. (b) vitesse de bilan calculée avec la surface de Rémy moins Bamber. (c) Vitesse de bilan calculée avec la surface de Rémy moins Liu. La taille du filtre utilisé est de 25 km. L'échelle de couleur pour les 3 cartes est la même et varie entre -700 m/an et 700 m/an.

Les analyses de corrélation ont montré d'importantes valeurs de corrélation entre les vitesses de bilan calculées avec les différentes surfaces : une corrélation de 0.94 entre la vitesse de bilan calculée avec la surface de Liu et de celle du Rémy, 0.90 entre la vitesse de bilan calculée avec la surface de Liu et de Bamber, enfin une corrélation de 0.88 entre la vitesse de bilan calculée avec la surface de Rémy et de Bamber. Ces importantes valeurs de corrélation pouvaient être expliquées par le fait que 87 % de la calotte a des vitesses faibles, et ici on a trouvé un bon accord entre les vitesses de bilan pour toute surface (figure 3.2.7) alors que seulement 13 % de la calotte a d'écoulement rapide.

Il paraît difficile d'évaluer avec précision la qualité de la base de données de surface, à partir du calcul de la vitesse de bilan. En effet l'écoulement de la glace antarctique pour certaines raisons (conditions basales, perturbation du socle, etc.) ne se fait pas localement toujours dans la direction de la plus grande pente de la surface (hypothèse qu'on utilise dans le calcul de la vitesse de bilan). Mais cette étude montre que les différentes cartes de surface donnent différentes cartes de vitesse de bilan ce qui révèlent différentes structures du drainage, notamment dans les zones rapides. A l'échelle globale de la calotte, la vitesse de bilan calculée avec ces trois surfaces donne des résultats très proches entre elles, comme on le voit le long du profil de la figure (3.2.5).

3.2.1 Impact du filtre sur le calcul de la vitesse de bilan

Le filtre c'est la distance sur laquelle l'épaisseur de la glace et la pente de la surface sont prises pour calculer la vitesse de bilan. Un des problèmes majeurs rencontrés lors de l'application du calcul de la vitesse de bilan a été la présence d'ondulations à petite échelle de la surface. Ces ondulations perturbent localement le calcul de la pente de la surface et ainsi du flux et de la vitesse de bilan. Néanmoins, Kamb et Echelmeyer (1986) ont montré qu'en faisant un lissage sur l'épaisseur de la glace et sur la pente de la surface, l'effet des contraintes longitudinales tend à disparaître. Le moyen alors pour résoudre ce problème a été de lisser la topographie et l'épaisseur de glace.

L'impact de la taille du filtre dans le calcul de la vitesse, du flux et de la direction de bilan est étudié ici avec un jeu de données sur l'ensemble du continent (la topographie proposée par Bamber et al., (2000), l'épaisseur de glace que nous avons corrigé et l'accumulation de glace proposée par Arthern et al., (2006)). Le domaine de calcul utilisé pour cette étude a été composé de 1200x1200 points grilles espacés de 5 km dans les deux directions horizontales.

Analyser l'impact de la taille du filtre pour calculer la vitesse de bilan est très important, car la taille du filtre a le pouvoir de contrôler les perturbations dans l'écoulement de la glace causées par les variations locales de l'épaisseur de glace et de la pente de la surface (Kamb et Echelmeyer 1986). Plusieurs auteurs ont utilisé des filtres d'une taille supérieure à 20 km, par exemple : Fricker et al., (2000) ont utilisé un filtre de 35 km pour calculer la vitesse et le flux de bilan dans le glacier Lamber, en supposant que l'épaisseur de glace dans cette zone varie entre 1000 à 4000 mètres. Testut (2002) a utilisé un filtre entre 25 km et 125 km pour étudier la calotte Antarctique. Enfin LeBrocq et al., (2008) ont suggéré un filtre entre 25 et 50 km pour l'Antarctique de l'Ouest. Pour évaluer ici l'effet de la taille du filtre dans l'écoulement de la glace, nous avons utilisé 5 tailles du filtre différentes : 10 km, 20 km, 30 km, 40 km et 50 km.

La figure (3.2.8) montre trois cartes de flux de bilan seulement pour l'Antarctique de l'Ouest. Ces cartes ont été calculées avec des filtres de 10 km, 20 km et 50 km respectivement. On observe que la distribution du flux de bilan obtenu avec le filtre à 10 km montre des structures d'écoulement de glace très étroites. La distribution du flux avec le filtre à 20 km reproduit des structures d'écoulement plus larges que dans le cas du filtre à 10 km. La distribution du flux obtenu avec le filtre à 50 km reproduit des structures d'écoulement de glace plus larges que dans les deux cas précédents. Nous voyons donc que la taille du filtre joue dans le fait de reproduire une structure d'écoulement de glace plus ou moins étroite.

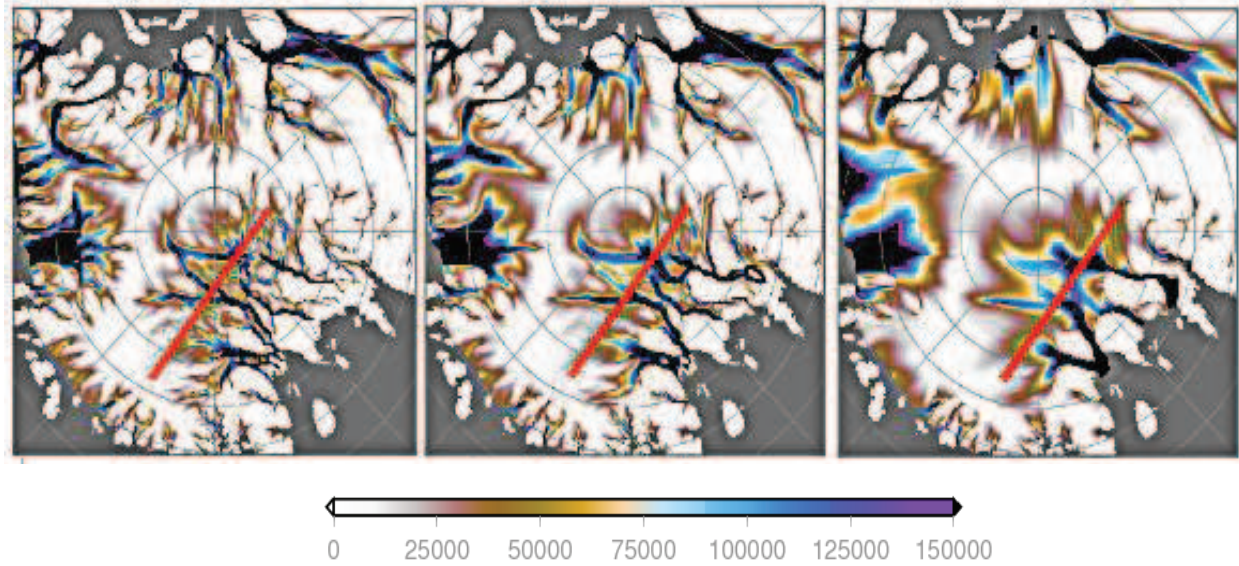


Figure (3.2.8) Distribution du flux de bilan (m^2/an), calculé sur une grille de 5 km avec différents filtres : (à gauche) 10 km ; (au milieu) 20 km et (à droite) 50 km.

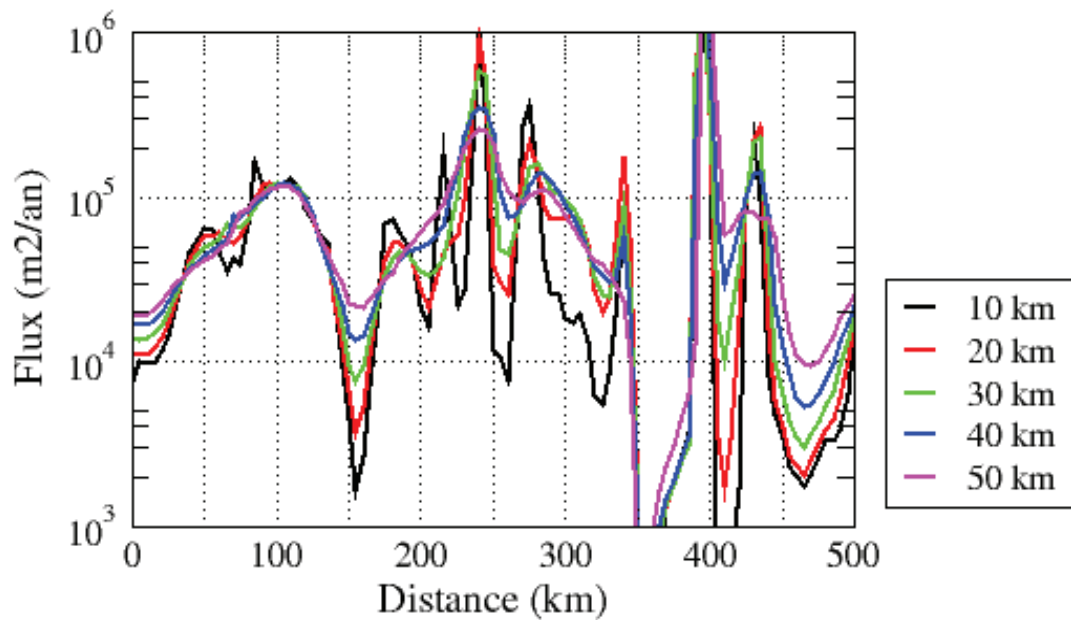


Figure (3.2.9). Flux de bilan (m^2/an) sur un profil (profil : segment rouge dans la figure 3.2.8), calculé sur une grille de 5 km à différentes tailles du filtre : (noir) 10 km ; (rouge) 20 km ; (vert) 30 km ; (bleu) 40 km et (violet) 50 km.

La figure (3.2.9) montre sur un profil (le profil est défini vers les fleuves de glace du Siple Coast) cinq distributions du flux calculé à partir des différents filtres : 10 km (noir), 20 km (rouge), 30 km (vert), 40 km (bleu) et 50 km (violet). On observe en général que ces différentes tailles du filtre offrent une grande similitude sur la géométrie de l'écoulement de la glace dans cette zone, mais les résultats semblent légèrement différents à petites échelles. Par exemple, le flux de bilan calculé avec le filtre de 10 km (courbe noire) est le plus bruité, et le flux de bilan calculé avec le filtre en 50 km (courbe violette) est le plus lissé. Nous voyons donc que le flux de bilan devient plus lisse au fur à mesure que la taille du filtre augmente.

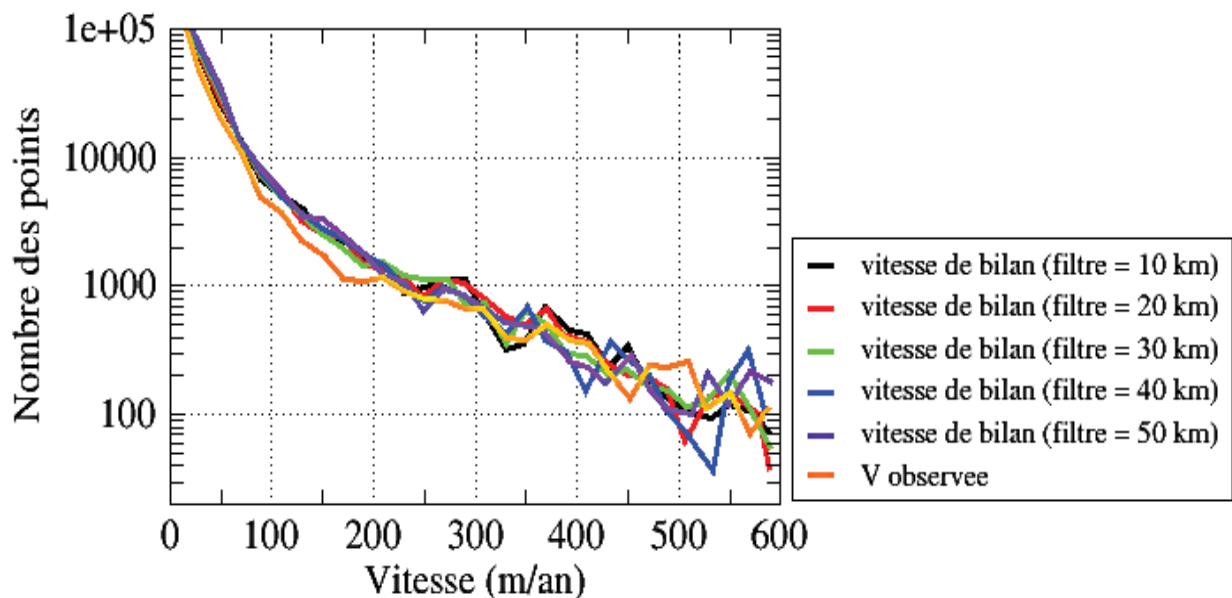


Figure (3.2.10). Distributions de la vitesse de bilan à différentes tailles du filtre : (noir) 10 km ; (rouge) 20 km ; (vert) 30 km ; (bleu) 40 km et (violet) 50 km. Les distributions de la vitesse observée et de bilan sont en m^2/an . Ces distributions ont été calculées en 5 km

La figure 3.2.10 montre les distributions des vitesses de bilan avec différents filtres et la vitesse observée (Rignot et al., 2008). On observe que quelle que soit le filtre pris, les distributions des vitesses de bilan inférieures à 100 m/an sont très proches de

l'observation. Ensuite aux vitesses plus importantes (supérieures à 300 m/an) les distributions calculées avec les filtres 40 km et 50km donnent des distributions très différentes de celles données par l'observation, par contre les distributions de vitesses calculées avec les filtres 20 et 30 km tendent à être proches de l'observation.

En conclusion, la taille du filtre pour calculer les vitesses, le flux et la direction de bilan va jouer un rôle très important dans la reproduction de l'écoulement de la glace, parce que ce calcul est très sensible aux petites variations de la topographie de la surface et aux variations d'épaisseur de la glace. Pour une fine résolution nous suggérerons donc d'utiliser un filtre entre 10 et 30 km car au-dessus de 30 km les distributions des vitesses de bilan au-delà de 300 m/an sont loin des distributions observées. Mais nous savons que dans ces zones rapides, les vitesses de bilan ne sont pas très fiables. Ainsi au cours de cette thèse, la taille du filtre utilisée est de 25 km, taille suggérée par LeBrocq et al., (2008) à cause de considérations mécaniques.

Les structures de l'écoulement de glace montrées ici dans la carte du flux de bilan et dans la vitesse de bilan (figure 3.2.1 et 3.2.2) donnent des caractéristiques significatives du comportement actuel de la calotte Antarctique : écoulements faibles près les régions centrales et des écoulements plus importants près les côtes. Ces vitesses sont supposées être en équilibre et sont sujettes aux erreurs sur les données d'accumulation et au manque d'informations sur l'épaisseur de glace. La comparaison des vitesses de bilan avec des observations peut apporter d'importantes informations sur la problématique actuelle de l'évolution des calottes de glace et leur réponse aux changements climatiques.

3.2.2 Relations entre Courbures, vitesses de bilan et socle rocheux

L'épaisseur de glace dans l'Antarctique n'est pas connue avec précision sur tout le continent (Lythe et al., 2001). L'incertitude est très variable spatialement en raison de l'inégale répartition des données. L'incertitude relative se situe entre 5 et 20 % approximativement, et dans la mesure où la donnée est indispensable dans le calcul de bilan, cela se répercutera dans le résultat de la vitesse de bilan. Le lien entre l'incertitude

relative sur l'épaisseur de glace et celui sur la vitesse de bilan est direct. Une erreur locale de 10 % sur l'épaisseur de glace entraînera une erreur de 10 % sur la vitesse de bilan (Testut 2000).

Il est donc crucial dans le contexte de ce travail de connaître la distribution spatiale où l'épaisseur de glace a été mesurée (figure 3.2.11). On remarque l'existence d'importantes régions dans l'Antarctique de l'Est où il n'y a pas de mesures (par exemple : les régions entre 80 et 120 °E et celles entre -40 et 40°E). Après d'avoir calculé la vitesse de bilan avec une base de données en 5 km, nous avons interpolé ces valeurs sur les points où l'épaisseur de glace Antarctique a été mesurée. Nos analyses statistiques montrent que dans 97 % des points où l'épaisseur de la glace est connue, les vitesses de bilan sont inférieures ou égales à 100 m/an (figure (3.2.11) points en couleur noire). Dans seulement 3 % des cas où l'épaisseur de la glace est connue, les vitesses de bilan sont supérieures à 100 m/an (figure (3.2.11) points en couleur rouge).

On observe qu'il y a des régions où l'écoulement de la glace est rapide (supérieure à 100 m/an) et pour lesquelles il n'y a pas de mesures d'épaisseur sinon une estimation, par exemple, celles qui sont entre -45 et 30°E (Recovery, Slesor), et celles entre 85 et 120°E (Totten). En comparant les vitesses de bilan avec des observations près de Recovery, Slesor et Totten, on observe que la vitesse de bilan est 100 m/an approximativement au-dessus de la vitesse observée. Ceci nous permet de penser que les estimations de la vitesse de bilan pourraient ne pas être très réalistes dans ces régions à cause de la manque des données d'épaisseur, ou simplement ces estimations sont les valeurs des vitesses nécessaires pour maintenir la calotte en équilibre.

Après avoir pris en compte les incertitudes sur les données, sur les hypothèses et/ou méthodes pour calculer la vitesse de bilan, Testut (2000) a pensé que la vitesse de bilan pouvait être calculée avec une certaine incertitude variant géographiquement entre 10 et 100 %. La distribution géographique est directement liée à la connaissance de la topographie de la surface qui n'est connue précisément que pour les latitudes supérieures à 81°S.

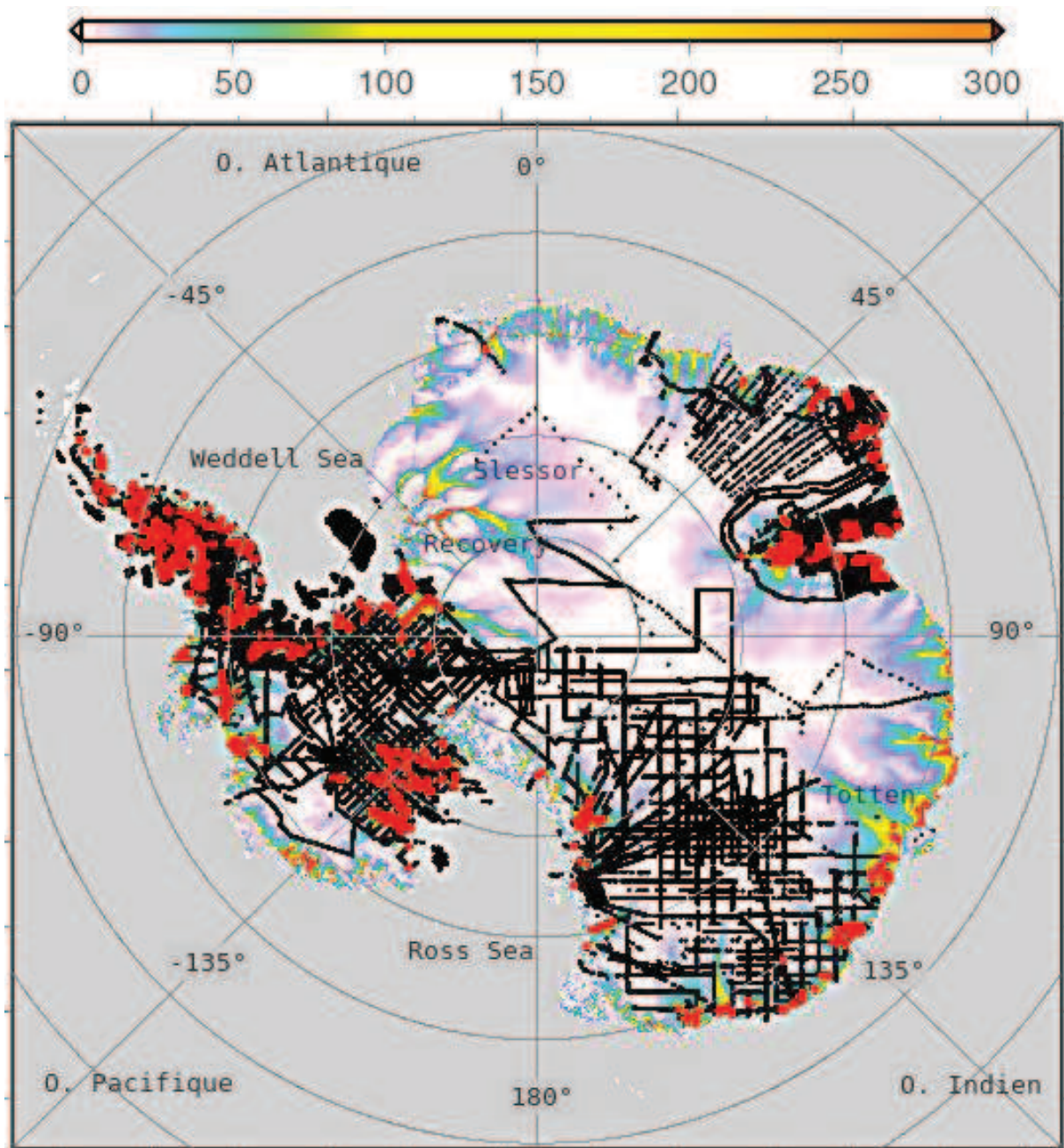


Figure (3.2.11). Traces où l'épaisseur de la glace Antarctique a été mesurée. En couleur noire nous voyons les points où les vitesses sont inférieures ou égales à 100 m/an et en rouge supérieures à 100 m/an, lesquels représentent 97% et 3% des traces respectivement.

3.2.2.1 Relations entre la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (Cry) et la vitesse de bilan (Vb)

Sachant la répartition géographique où l'épaisseur de glace est connue, on étudie la relation entre la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (c.-à-d., Cry) et la vitesse de bilan (c.-à-d., Vb). Pour cela, nous avons calculé la distribution de Cry en fonction de la vitesse de bilan (figure 3.2.12). Les résultats montrent que les zones avec des vitesses de bilan élevées ($Vb > 100 \text{ m/an}$) tendent à être localisées majoritairement dans les vallées de la surface ($Cry < 0$). Plus en détail, nous avons trouvé que 75.7 % des points pour lesquels la vitesse de bilan est supérieure à 100 m/an correspondent aux vallées de la surface, alors que seulement 24.3 % des points pour lesquels la vitesse de bilan est supérieure à 100 m/an correspondent à valeurs positives de Cry (crêtes, arêtes ou zones plates).

Parmi ces 24.3 % de points où Cry est positif avec des valeurs élevées de vitesse, 24 % correspondent aux endroits où la surface Antarctique est très basse (inférieure à 150 m) (figure 3.2.13 zones en couleur bleues), soit des zones où l'altimètre est moins bon pour mesurer la topographie de la surface. Dans les zones où l'épaisseur de glace est très faible (inférieure à 100 m) (figure 3.2.13 zones en couleur verte), le calcul de la vitesse de bilan n'est pas très fiable, car ces zones correspondent parfois aux régions montagneuses, (où la surface n'a pas été bien mesurée à cause de la forte pente, dont la mesure donnée par l'altimètre a été fortement affectée) pour lesquelles la mesure de la hauteur de surface par altimétrie satellitaire peut être entachée de l'erreur de pente.

La figure (3.2.13) montre la distribution géographique des traces pour lesquelles l'épaisseur de glace est connue et qui correspondent aux :

- Valeurs élevées de la vitesse de bilan ($Vb > 100 \text{ m/an}$) (en rouge).
- Valeurs élevées de la vitesse de bilan ($Vb > 100 \text{ m/an}$) et aux vallées de la surface (en bleu).
- Valeurs élevées de la vitesse de bilan ($Vb > 100 \text{ m/an}$), aux valeurs Cry positives de la surface et qui ont une épaisseur de glace inférieure ou égale à 150 m (en vert).

- Valeurs élevées de la vitesse de bilan ($V_b > 100 \text{ m/an}$), aux valeurs C_{ry} positives de la surface et qui ont une altitude de surface et une épaisseur de glace supérieure à 150 m (en orange).

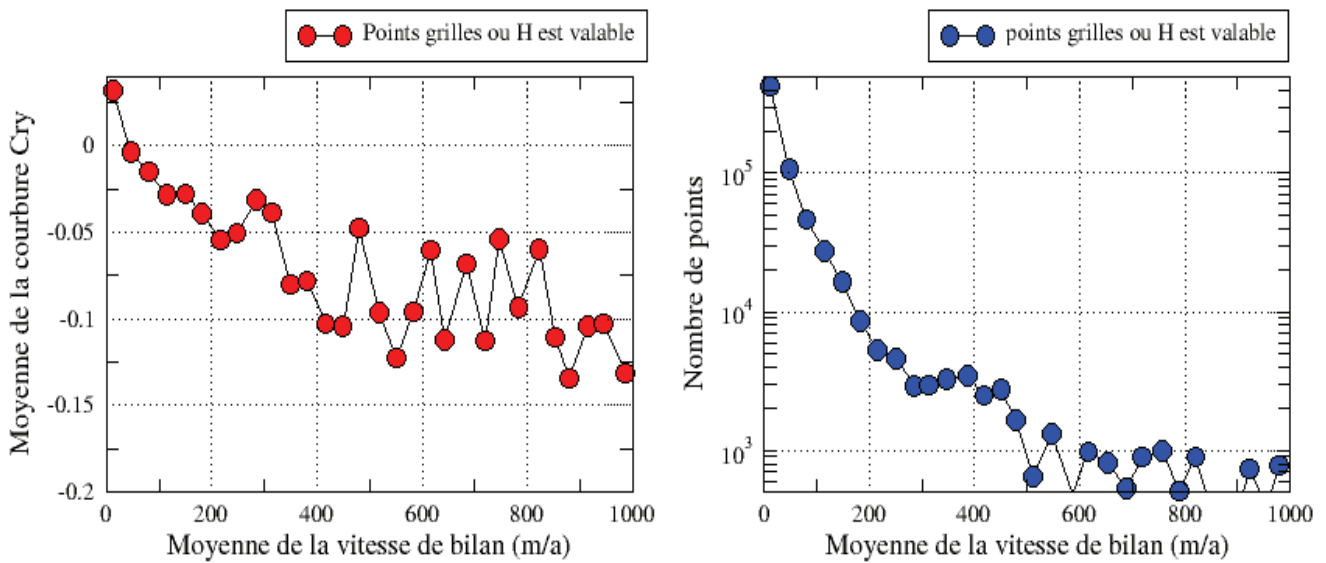


Figure (3.2.12). (A gauche) Distribution de la moyenne de la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface observée (C_{ry}) en fonction de la vitesse de bilan. (A droite) Distribution de la vitesse de bilan, calculée sur une base de données à 5 km de résolution, avec de vitesse de bilan par 30 pas. Les pas ont des frontières 0, 33, 66, 100, 133, 166, 200,..., 1000 m/an. Ces distributions ont été calculées en prenant en compte seulement les points posés de la calotte Antarctique où l'épaisseur de glace est connue.

L'existence de zones où la vitesse de bilan est élevée et C_{ry} est positif, pourrait être aussi due à une erreur dans l'estimation de la vitesse de bilan (laquelle est dictée par les valeurs des taux d'accumulation et d'épaisseur de glace). En effet, le manque de précision dans les données d'accumulation se cumule sur l'intégrale des taux d'accumulation, laquelle se répercute directement sur l'intensité de la vitesse de bilan.

Les résultats que nous présentons ici sont très importants pour plusieurs raisons : on réaffirme que la topographie de la surface contrôle la géométrie de l'écoulement de la glace par le calcul de la vitesse de bilan. On montre que la majeure partie des zones d'écoulement de glace rapide (données par la vitesse de bilan) correspondent effectivement aux vallées de la surface. Ce résultat est très intéressant et sera appliqué dans le chapitre 4, où l'on utilisera les dépressions de la surface, parmi les critères pour détecter les fleuves de glace dans le modèle GRISLI, et non uniquement les critères basés sur les vitesses.

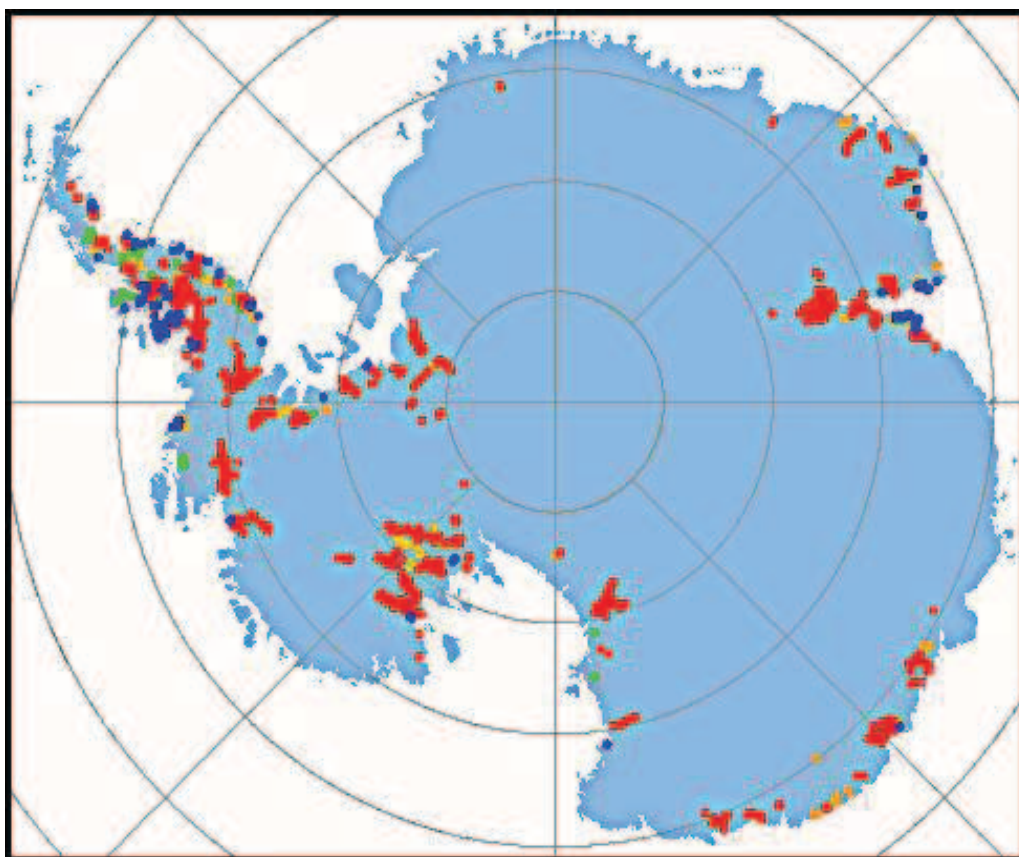


Figure (3.2.13). Traces pour lesquelles l'épaisseur de la glace Antarctique est valable et les vitesses de bilan sont supérieures à 100 m/an. En rouge: zones où la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface est négative ($C_{ry} < 0$. Vallées de la surface) ; en bleu : zones où $C_{ry} > 0$ et l'altitude de la surface est inférieure à 150 m ; en vert : zones où $C_{ry} > 0$ et l'épaisseur de glace est inférieures à 150 m ; en orange : zones où $C_{ry} > 0$ et l'épaisseur de glace et l'altitude de la surface sont supérieures à 150 m.

3.2.2.1 Relations entre le socle rocheux, la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (Cry) et la vitesse de bilan (Vb)

Pour une résolution de 5 km, nous comparons le long du profil 1, vers Siple Coast (profil défini précédemment) le socle rocheux, la vitesse de bilan et la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface Antarctique (Cry). Dans la figure 3.2.14 on observe que les zones où les vallées de la surface sont localisées (Cry négatif, calculé avec le rayon de 20 km, courbe noire et en bas) correspondent aux vitesses importantes (supérieures à 50 m/an. Courbe rouge, au milieu). En plus, on voit que ces vitesses sont encore plus importantes (supérieures à 130 m/an) quand le socle rocheux est en-dessous du niveau de la mer.

En examinant plus en détail ce même profil entre 220 et 450 mètres, nous observons que les zones rapides sont corrélées avec les vallées du socle rocheux et les vallées de la surface (courbure Cry calculée avec un rayon de 15 km).

Sur le zoom du profil 1 (près de Siple Coast), on observe 5 pics dans la vitesse de bilan (soit supérieurs à 130 m/an). Les pics de vitesse de bilan supérieurs à 300 m/an (le premier entre 225 et 250 km et le quatrième entre 385 et 400 km) correspondent aux vallées sur la topographie de la surface est aussi aux vallées sur le socle rocheux.

Le deuxième et le troisième pic sur la vitesse de bilan sont localisés à 275 km et 340 km le long du profil respectivement, et ceux-ci correspondent aux vallées sur la topographie de la surface et du socle rocheux. Dans ce cas, les vallées semblent être décalées à gauche, vers 260km et 325 km respectivement. Nous savons que vers ce profil (Siple Coast) il y a suffisamment de mesures d'épaisseur. Mais nous ne savons pas jusqu'à quel point le socle est connu, et si l'on peut affirmer que des décalages sont significatifs.

Enfin, le dernier pic sur la vitesse de bilan, localisé entre 425 et 435 km approximativement est clairement lié aux vallées du socle rocheux et de la surface. Le pic sur la surface semble être un peu décalé vers la gauche de quelques kilomètres.

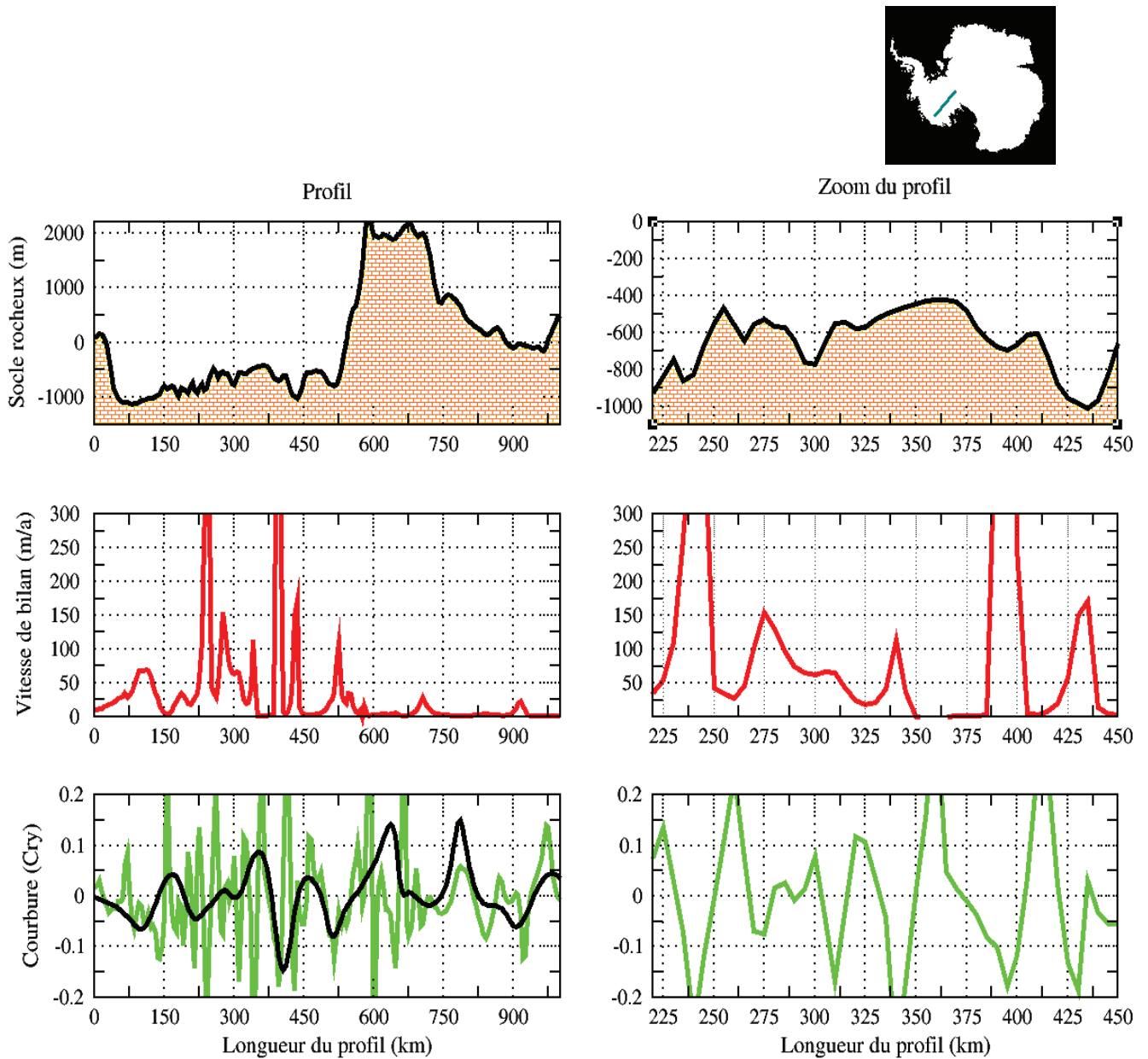


Figure. 3.2.14 (au dessus, en noir) Socle rocheux de l'Antarctique (m) ; (au milieu, en couleur rouge) vitesse de bilan (m/an) et (en-dessous, en vert et noir) courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface Antarctique Cry calculée avec un rayon $R=15\text{km}$ et 20 km respectivement (cm/km^2) le long d'un profil. Le profil est le segment turquoise sur la carte du continent. À droite, zoom sur le même profil entre 220 et 450km. Les données sont à 5 km de résolution ; la vitesse de bilan a été calculée avec le code proposé par LeBrocq et al., (2006).

On observe (figure 3.2.15) : (a) le socle rocheux en fonction de la vitesse de bilan, (b) le socle rocheux en fonction de la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (C_{ry}), et (c) la distribution du socle. Ces distributions ont été calculées en prenant uniquement en compte les points posés de la calotte où l'épaisseur de glace est connue.

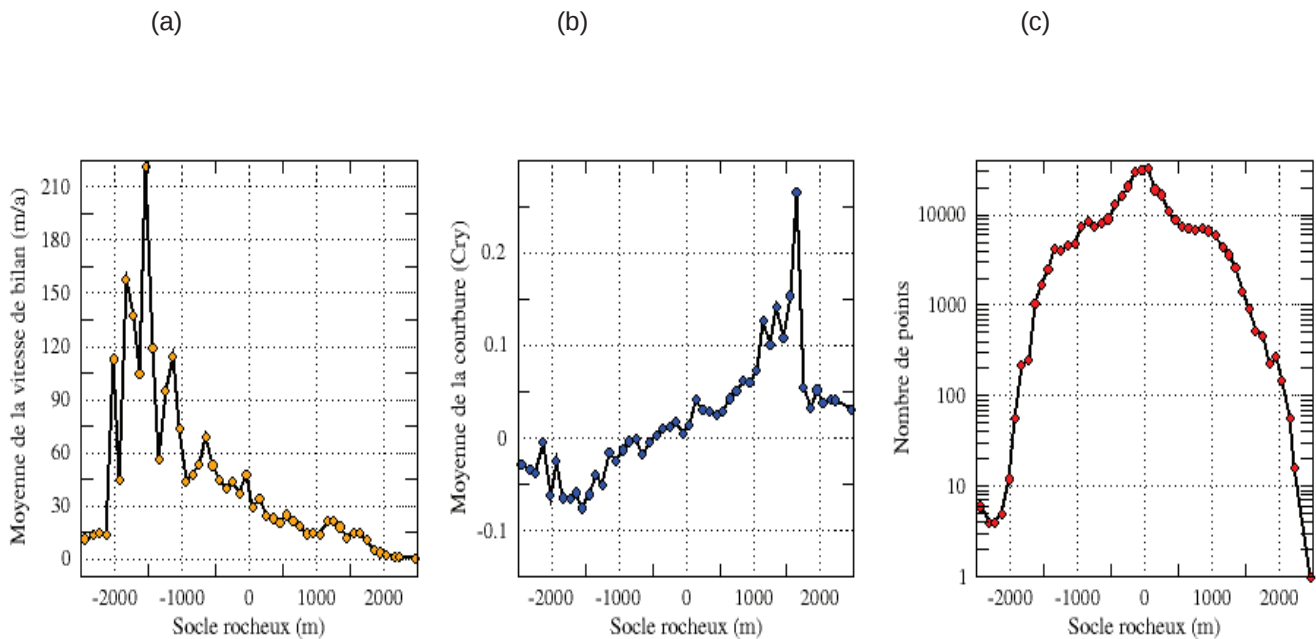


Figure. 3.2.15 (a) Socle rocheux en fonction de la vitesse de bilan. (b) Socle rocheux en fonction de la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (C_{ry}). (c) Distribution du socle rocheux. Calculés à partir d'une base de données à 5 km de résolution, avec des mesures de socle rocheux pour des pas de 50. Ces distributions ont été calculées entre -2500 et 2500 mètres d'élévation (avec des pas de 50 mètres) et elles deviennent importantes entre -2000 et 2000 mètres.

La distribution de la hauteur du socle rocheux antarctique (fig. 3.2.15.c) a une forme relativement gaussienne et symétrique par rapport à zéro. Ce résultat est en accord avec Lythe et al., (2001), où ils ont montré qu'une importante partie de la calotte repose sur un socle qui est en-dessous du niveau des mers. En plus, cette symétrie trouvée entre les zones en-dessous et au-dessus du niveau des mers, nous permet de

supposer que le socle rocheux mesuré dans l'Antarctique est symétrique par rapport au niveau des mers. Ce résultat est très intéressant et doit être pris en compte pour analyser l'écoulement de la glace dans le continent, dû aux changements de l'écoulement de glace observés dans l'Antarctique de l'Ouest (Rignot et al., 2004), où justement la plus grande partie du socle est en-dessous du niveau des mers.

La corrélation que nous avons trouvée entre les zones où le socle rocheux est en-dessous du niveau des mers ($-2000, 0$) et les vitesses de bilan supérieures à 45 m/an sont en accord avec les résultats de Schoof (2007) où il a montré que le flux de glace des calottes est important et qu'il augmente quand le socle est en-dessous du niveau des mers, ce qui permet de penser que les calottes de glace qui reposent sur un socle en-dessous du niveau des mers peuvent jouer un rôle capital dans le système climatique de la terre. Le possible désaccord local entre les importantes valeurs de vitesses de bilan et les dépressions du socle peut être expliqué entre autres par la méthode de calcul de la vitesse de bilan, laquelle est dictée par les valeurs des taux d'accumulation et d'épaisseur de glace.

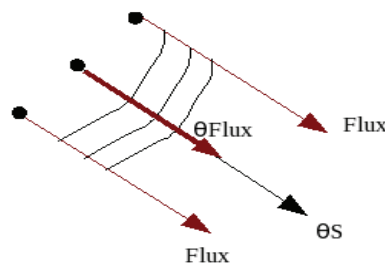
Nos résultats montrent aussi que les zones où le socle rocheux est en-dessous du niveau des mers ($-2000, 0$) sont caractérisées par des vallées dans la topographie de la surface ($Cry < 0$) (figure 3.2.15.b) et une vitesse de bilan importante (supérieure à 45 m/an) (figure 3.2.15.a). De plus, dans ces régions, nous voyons sur le profil près de Siple Coast que les zones d'écoulement rapides sont fortement corrélées aux vallées de la topographie de la surface et du socle rocheux. Mazo (1987) a suggéré que la modélisation à long terme de la calotte de glace doit prendre en considération le couplage entre l'érosion de la calotte et le socle érodé. Ce couplage peut expliquer la forte concordance entre le socle et les vallées de la topographie de la surface. La forte corrélation qu'il y a entre les zones rapides, les vallées de la surface et les dépressions du socle rocheux suggère que les grands courants de glace dans l'Antarctique sont associés aux vallées de la surface, fortement creusées par le socle. Ces vallées dans la surface sont le résultat entre autres, de l'érosion glaciaire. La présence d'eau, le type de socle, le contenu en matière solide de la glace et la température sont des facteurs importants de l'érosion glaciaire.

3.2.2.2 Caractérisations de la direction de l'écoulement de la glace Antarctique.

Nous savons que la vitesse de bilan a été calculée en prenant en compte la direction de la plus grande pente de la surface Antarctique, donc dans cette partie nous étudierons jusqu'à quel point l'écoulement de la glace Antarctique suit la direction de la plus grande pente de la surface.

La figure (3.2.16) montre la direction de la plus grande pente de la surface (θ_S) et la direction de bilan (θ_{flux} , calculée depuis le code de LeBrocq et al., (2008)). Ces deux cartes montrent très bien vers où converge la glace Antarctique, et où les crêtes et les frontières des bassins de drainage sont localisées. On observe d'importantes similitudes entre les deux cartes. Notamment, on remarque une bonne correspondance dans les localisations des lignes de crêtes à l'échelle globale, ainsi qu'une bonne cohérence de la direction de l'écoulement de la glace dans les bassins versants (écoulement qui se fait généralement du dôme vers les côtes).

La différence entre les deux directions, c'est à dire $\theta_S - \theta_{flux}$ est montrée (figure 3.2.17). Quand le flux de la glace suit la plus grande pente de la surface, la direction de bilan (θ_{flux}) est parallèle à la direction de la plus grande pente de la surface (θ_S) et alors, il y a une forte corrélation entre les directions (figure (3.2.17), couleur jeune).



Dans le cas où le flux de la glace ne suit pas la plus grande pente de la surface, la direction de bilan et la direction de la plus grande pente forment une espèce de courbure, où Δ est la différence entre elles (figure (3.2.17), couleur rouge ou noir).

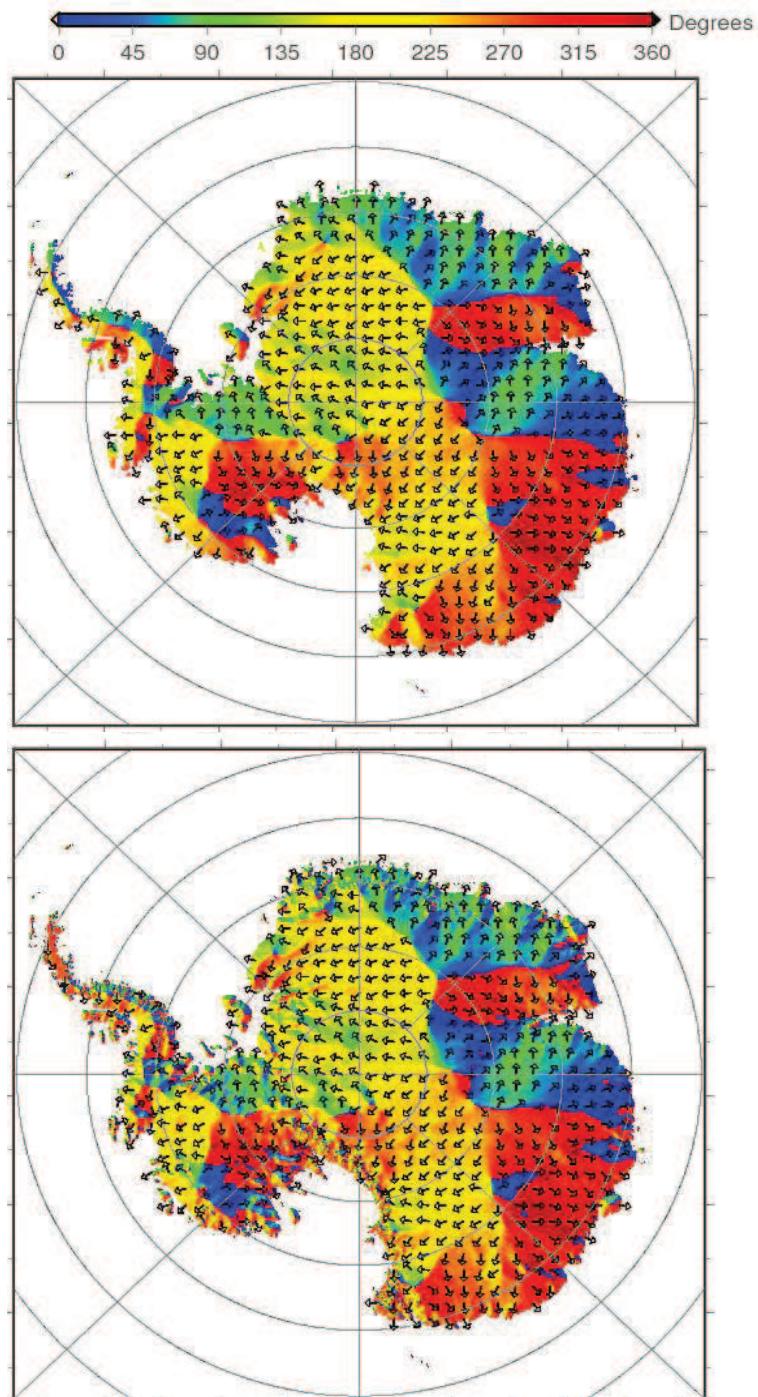
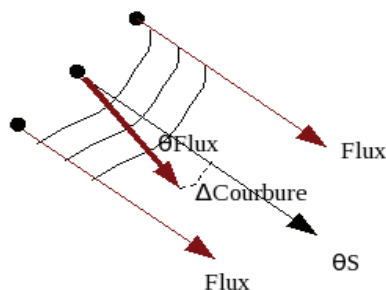


Figure (3.2.16). (en haut) θ_S , direction de la plus grande pente de la surface. (En bas) θ_{Flux} , direction de bilan. Les flèches montrant la direction de l'écoulement de la glace. Les angles sont en degrés (0-360°) et en sens inverse des aiguilles d'une montre, en partant du méridien Est. Les cartes sont à 5 Km de résolution, 1200x1200 points de grille. La surface de Bamber et al., (2000) a été utilisée dans les deux cartes.



On confirme la bonne correspondance entre les deux directions, ce qui c'est normal, car la direction de l'écoulement de la glace à toute profondeur est donnée par la plus grande pente de la surface (hypothèse du calcul de bilan). L'angle de différence entre les deux directions indique la présence de certaines structures qui permettent de mettre en évidence le rôle de la courbure.

La figure 3.2.17 permet de distinguer un réseau cohérent dans les zones où l'écoulement de la glace est parallèle ou pas à la plus grande pente de la surface. Les différences dans les directions peuvent venir entre autre du schéma numérique utilisé pour calculer ces directions. Néanmoins, près des fleuves de glace Siple Coast et près du glacier Recovery, on observe que le flux de glace ne suit pas la direction de la plus grande pente de la surface, en dépit du fait que ces zones ont un écoulement rapide.

Les résultats montrent que les différences les plus importantes entre les angles d'écoulement, disons supérieures à 45° ($\theta_S \geq \theta_{\text{Flux}} + 45^\circ$) sont majoritairement dans la chaîne de montagnes transantarctiques (figure (3.2.17), couleur rouge ou noir). Ces zones de divergences dues aux variations abruptes de la topographie rendent difficile le calcul de la direction de l'écoulement de la glace, car le flux de glace entre les montagnes est très étroit. Ces erreurs dans les données sont induites directement par la pente de la surface, par l'instrument ou par l'orbite.

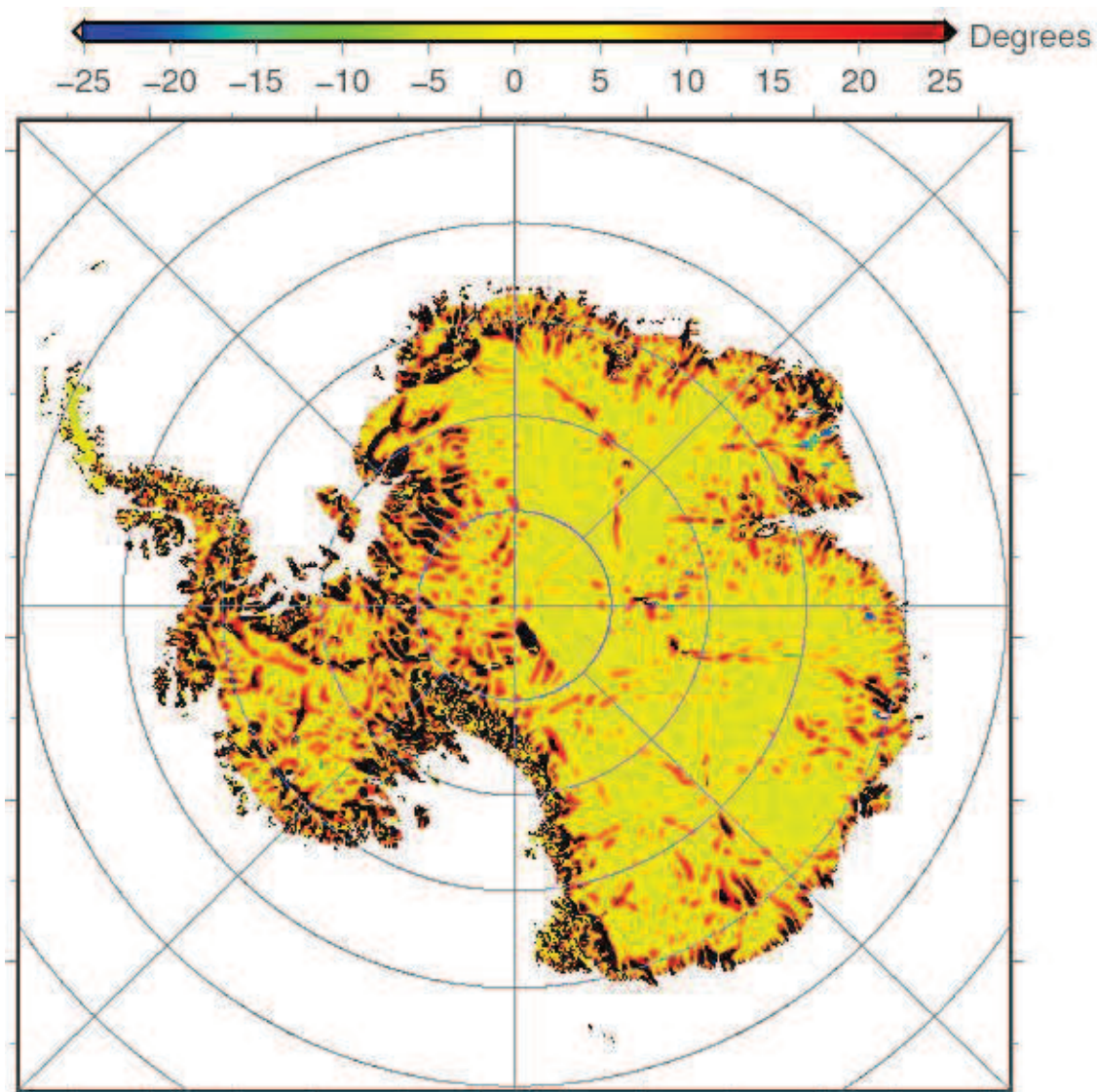


Figure (3.2.17). Différence (en degrés) entre la direction de la plus grande pente de la surface (θ_S) et la direction de bilan (θ_{Flux}).

La figure 3.2.18 (b) montre les distributions de la direction de la plus grande pente de la surface (en noir) et la direction de bilan (en rouge). Entre les angles 180° et 269° on observe qu'il y a une très forte corrélation entre les deux directions. Cette corrélation correspond aux zones où la surface moyenne est au-dessus de 2000 mètres (figure 3.2.18 (d)). En général, les importantes différences entre les directions sont

localisées très près de la côte, où la surface moyenne est inférieure à 1500 mètres d'altitude (figure 3.2.18 (c)).

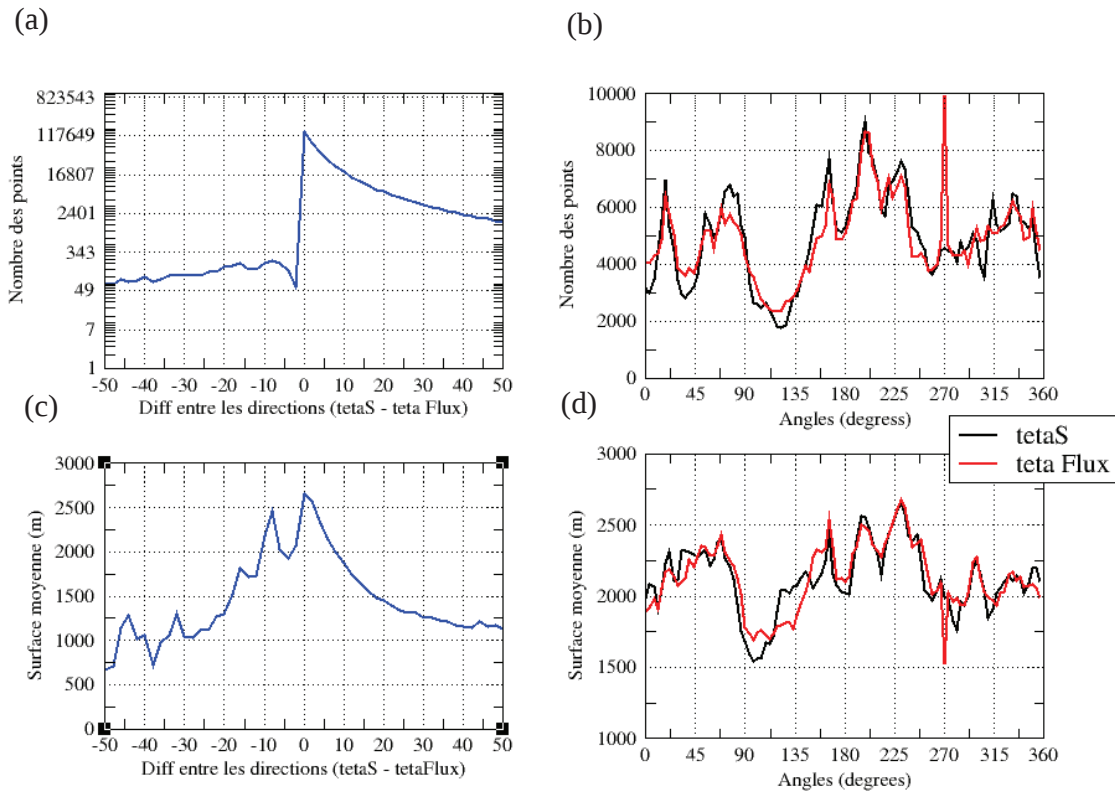


Figure (3.2.18). Distributions calculées pour la partie posée du continent : (a) Distributions des différences entre les directions ($\theta_S - \theta_{Flux}$), (b) Distributions des angles: θ_S (noir) et θ_{Flux} (rouge). (c) Distributions des différences entre les angles en fonction de la surface moyenne. (d) Distributions des angles en fonction de la surface moyenne.

Les distributions des différences entre les directions (figure 3.2.18 (a)) montrent une déviation positive dans les différences, car dans la majeure partie de la calotte, la direction de la plus grande pente de la surface a quelques degrés (10°) de plus que la direction de bilan. En effet, seulement 343 points de la calotte correspondent à une différence négative, c'est à dire, aux points où la direction de la plus grande pente a quelques degrés de moins que la direction de bilan.

Dans les zones où θ_{Flux} est parallèle à θ_S , l'angle de différence ($\theta_S - \theta_{\text{Flux}}$) varie entre -5 et 5 degrés, et dans les zones où θ_{Flux} n'est pas parallèle à θ_S , l'angle de différence ($\theta_S - \theta_{\text{Flux}}$) est supérieure à $|10|$ degrés. À échelle globale, le coefficient de corrélation entre θ_S et θ_{Flux} est de 80 % approximativement.

À partir de la différence entre la direction de bilan et la direction de la plus grande pente de la surface, nous avons obtenu une carte cohérente qui permet de détecter la localisation des zones où le flux de glace suit ou non la plus grande pente de la surface. Les résultats ont montré que 80 % du flux de glace Antarctique suit la plus grande pente de la surface, et que la plupart des différences entre les directions sont localisées dans les zones où la surface est inférieure à 1500 mètres approximativement (régions très proches de la côte).

La plupart des désaccords entre les deux directions semble se produire quand la pente de la surface est faible, en permettant que les deux directions puissent être incertaines dans ces zones. D'autres raisons peuvent expliquer les grandes différences, notamment le manque de mesures d'épaisseur (donnée nécessaire pour calculer la direction du flux de bilan) et d'accumulation de la glace. Il faut faire attention aux grandes différences le long de la chaîne montagneuse Transantarctique, étant donné l'existence de fortes pentes qui affectent la mesure altimétrique. Néanmoins, nos résultats suggèrent qu'il y a des différences entre les directions même lorsque la pente de la surface est importante, ce qui semble contredire l'approximation de la Shallow ice (Hutter 1983) qui énonce que l'écoulement de la glace à n'importe quelle profondeur suit la plus grande pente de la surface. En effet, Lliboutry (1986) a déjà suggéré que parfois quand la contrainte basale est faible, l'écoulement de la glace peut ne pas suivre la plus grande pente de la surface.

3.2.3 Caractérisations des anomalies de la direction de la topographie de la surface Antarctique

La direction de la courbure perpendiculaire Antarctique suivant la plus grande pente (que nous appelons Θ_{cry}) a été calculée à partir du même principe et de la même méthode que celle utilisée pour calculer la direction de la plus grande pente de la surface. Dans ce cas, la donnée d'entrée est la courbure Cry et non la surface.

La figure (3.2.19) montre la carte d'anomalies de la direction de la topographie de la surface Antarctique, suivant la plus grande pente de la courbure transversale Antarctique. Les flèches indiquent les directions (en degrés) de la plus grande pente des anomalies de la topographie. Cette carte permet d'accentuer à quelques dizaines de kilomètres les arêtes de la topographie Antarctique. Pour voir plus en détail, nous avons fait deux zooms sur le continent Antarctique : un entre la longitude 0°E et 70° E et l'autre entre la longitude 75°E et 150°E.

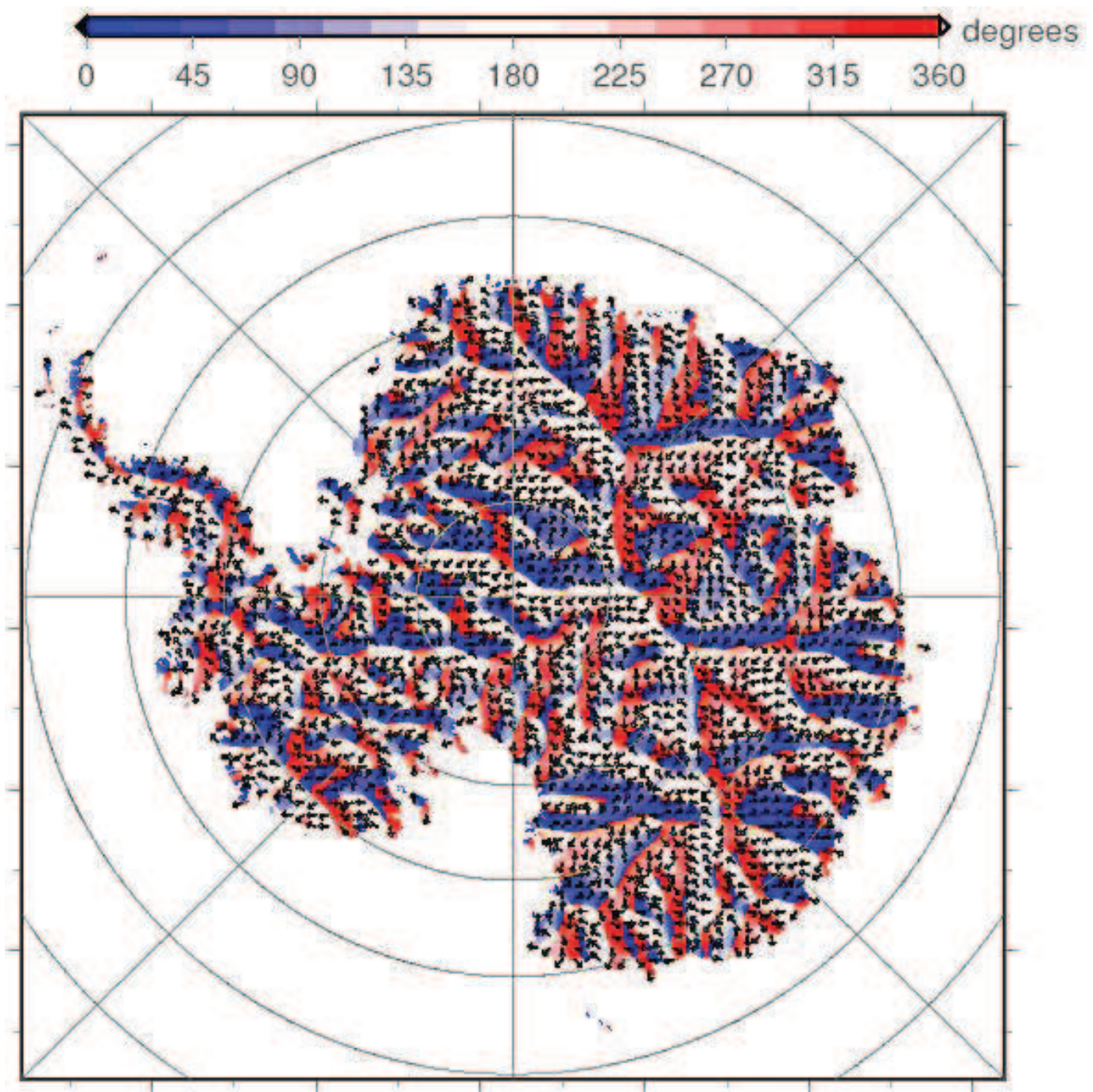


Figure (3.2.19). Anomalies de la direction de la topographie de la surface Antarctique calculée avec une surface à 5 km de résolution et avec un rayon de calcul de 100 km. La direction est représentée par les flèches, en degrés (0-360°) en sens inverse des aiguilles d'une montre, en partant du méridien Est.

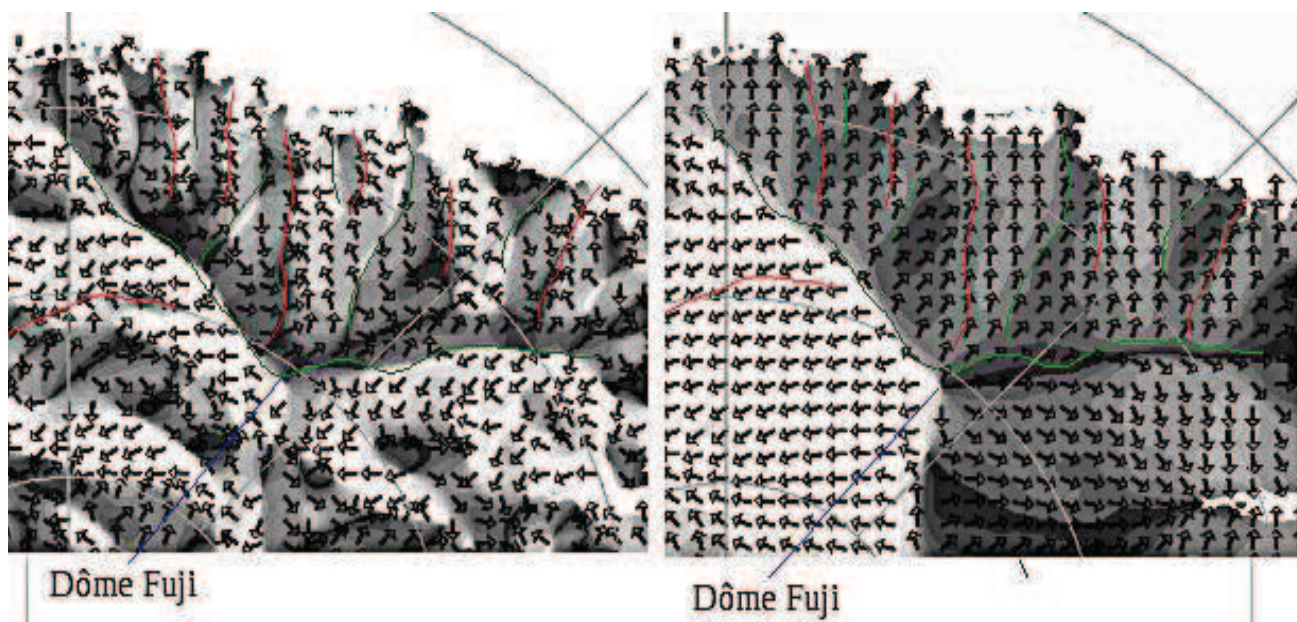


Figure (3.2.20). Zoom entre la longitude 0°E et 70° E : (A gauche) Direction de la plus grande pente de la courbure perpendiculaire (Θ_{Cry}). (À droite) Direction de la plus grande pente de la surface. Calculée avec une surface à 5 km de résolution. Le rayon du calcul de la courbure (Cry) et de la direction de Cry (Θ_{Cry}) est de 100 km. Le fond des cartes correspond à la direction de la plus grande pente de la courbure perpendiculaire et de la surface respectivement.

La figure (3.2.20), montre le zoom entre la longitude 0°E et 70° E des anomalies de la direction et de la direction de la plus grande pente de la surface. Les anomalies de la direction de la topographie nous permettent d'identifier entre autres, le Dôme Fuji (à une hauteur de 3800 mètres approximativement), et d'accentuer à quelques dizaines de kilomètres les arêtes de la topographie et des petits dômes (lignes vertes), lesquelles ne sont pas visibles directement dans la direction de la topographie (figure 3.2.20 à droite). Cela nous permet de voir plus en détail, les zones de convergence suivant leur plus grande pente (lignes rouges). Pour aider à visualiser les structures, nous avons tracé des lignes vertes pour indiquer les zones divergentes (crêtes) et des lignes rouges pour indiquer les zones convergentes (vallées).

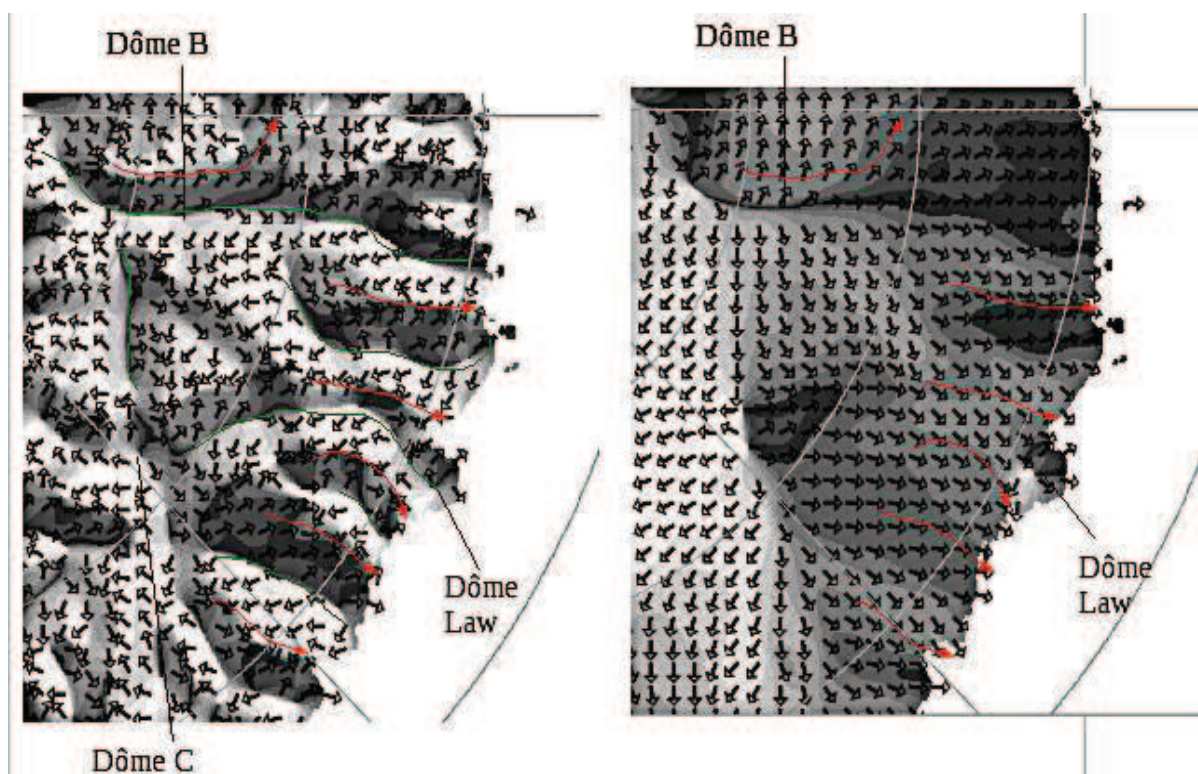


Figure (3.2.21). Zoom entre la longitude 75°E et 150°E : (A gauche) Direction de la plus grande pente de la courbure perpendiculaire (Θ_{Cry}). (À droite) Direction de la plus grande pente de la surface. Calculée avec une surface à 5 km de résolution. Le rayon du calcul de la courbure (Cry) et de la direction de Cry (Θ_{Cry}) est de 100 km. La direction est en degré (0-360 °) en sens inverse des aiguilles d'une montre, en partant de l'horizontale est.

La figure (3.2.21) montre le zoom entre la longitude 75°E et 150°E des anomalies de la direction et de la direction de la plus grande pente de la surface. Nous voyons que la carte des anomalies de la direction de la topographie fait ressortir plus en détail les crêtes du dôme B (à une hauteur de 3500 mètres approximativement) et du dôme C (à une hauteur de 3200 mètres approximativement) permettant de mieux accentuer les arêtes de la topographie de l'intérieur du continent vers les côtes. On remarque les zones des convergences (lignes rouges) et de divergences de la glace (lignes vertes) pareil que dans le cas précédent.

La direction de la courbure Cry suivant leur plus grande pente (appelé ΘCry), nous permet d'observer les anomalies de la direction de la topographie Antarctique. Autrement dit, cela permet entre autres de visualiser à petite échelle les structures des directions de la plus grande pente de la surface sur de petits dômes ou des montagnes. Ces structures ne sont pas visibles directement sur la direction de la topographie suivant la plus grande pente de la surface. En conclusion les anomalies de la direction de la topographie sont riches en information parce que cela nous permet observer à plus fine échelle les crêtes de la topographie Antarctique, et les zones de convergence suivant la plus grande pente des anomalies de la surface.

Le calcul de la vitesse, flux, direction de bilan et le calcul des courbures sont des méthodes très puissantes pour plusieurs raisons:

- Permet de visualiser la structure du drainage de la glace dans la calotte, lequel peut-être différente d'un glacier à un autre.
- Permet de voir que la calotte de glace Antarctique est soumise à une alternance d'écoulements lents et rapides.
- Permet de détecter les variations spatiales d'écoulement de la glace Antarctique, les zones convergentes et/ou divergentes du drainage.
- Pourrait être utilisée pour indiquer la position potentielle des fleuves de glace à partir de la profondeur des vallées (plus de détail dans le chapitre 4).

3.1 Quantification du drainage côtier antarctique

À l'échelle globale, nous savons qu'une grande partie de la glace du continent Antarctique est drainée par les 3 principales plates formes de glace flottante : Ross, Ronne-Filchner et Amery (Testut 2000), et que ce drainage n'est pas régulier, car la côte est soumise à une alternance d'écoulements lents et rapides (figure 3.2.1). A partir de cette signature on a une idée de l'intensité du flux de drainage de chacun des glaciers qui jalonnent la côte.

Les zones côtières de l'Antarctique jouent un rôle important dans le drainage de

la calotte, car elles conditionnent l'écoulement en amont de la glace et donc la géométrie de la calotte (Rémy 2000). Ainsi, analyser et quantifier le drainage de la glace sur la côte de l'Antarctique est très important pour mieux comprendre la régularité et l'intensité de l'écoulement de la glace actuel, et pour estimer l'effet possible du réchauffement climatique.

Pour mieux quantifier l'irrégularité du drainage côtier antarctique je propose ici une méthode à partir des considérations du flux de bilan, qui permet d'estimer la courbe de drainage par pourcentage de côte. La courbe de drainage est l'intégrale du flux de glace sortant sur une ligne de côte autour de la calotte.

Nous pouvons nous demander quel est l'intérêt de calculer l'intégrale de la courbe de drainage sur la calotte de glace Antarctique et à quoi cela sert. Le calcul de la courbe de l'intégrale du drainage est très important parce qu'il nous permet d'avoir une information plus claire sur l'évacuation de la glace, c'est-à-dire, nous permet de savoir si la glace sur le continent s'évacue de façon régulière ou pas, et nous permet aussi de quantifier le pourcentage de glace drainée par kilomètre de côte.

3.1.1 Méthode de quantification du drainage côtier

Soit P_1, P_2, \dots, P_n , n points côtiers de la calotte de glace Antarctique et soit $\Psi_1, \Psi_2, \dots, \Psi_n$, les respectives valeurs du flux de bilan, présentés par ordre décroissant sur les n points côtiers organisés.

En faisant l'intégration des points : le premier point, les deux premiers points, les trois premiers points, et ainsi successivement jusqu'aux n premiers points $B_j = \sum_{i=1, j} \Psi_i$ et soit $k=B_n$

$$\text{Alors, } C_1 = \frac{B_1}{k} * 100; \quad C_2 = \frac{B_2}{k} * 100 \quad \dots \quad C_n = \frac{B_n}{k} * 100 \quad (3.7)$$

On obtient donc à C_n , qui c'est le pourcentage de flux sur les n premiers points côtiers de la calotte de glace Antarctique.

Une méthode similaire pour étudier l'irrégularité du drainage a été proposée par Testut (2000). La différence entre sa méthode et la nôtre est qu'il a calculé le secteur de la surface drainée par tranche de 500 km de côte. C'est-à-dire que pour chaque paire de points sur la côte séparés de 500 km, il a calculé la surface drainée en remontant sur ces deux points jusqu'au dôme, en suivant la direction de la plus grande pente de la surface. A partir de ces considérations, il a calculé le pourcentage de surface drainée par kilomètre de côte.

La méthode que je propose ici, consiste à calculer tout d'abord le flux de bilan sur toute la calotte (flux de bilan calculé depuis le code de LeBrocq et al., (2008)), et ensuite d'intégrer le flux sur tous les points côtiers de la calotte. Il s'agit donc d'une autre manière d'évaluer l'irrégularité du drainage. Ce type de méthode peut être appliqué sur la ligne de côte ou la ligne d'échouage. Ici on l'appliquera seulement sur la ligne de côte, à cause de la difficulté à trouver dans le continent la ligne d'échouage, car le critère de flottaison n'est pas suffisant pour la localiser.

3.1.2 Application de la méthode à la calotte de glace Antarctique

Pour calculer l'intégrale de la courbe de drainage sur la calotte de glace Antarctique, il faut tout d'abord calculer le flux de bilan, et ensuite appliquer la méthode de l'équation (3.7) sur une ligne côtière.

3.1.2.1 Impact de la résolution sur le calcul du drainage de la calotte de glace Antarctique.

De nos jours, on utilise des modèles de calotte de glace avec des résolutions

moins fines que les résolutions des données disponibles (p. ex., dans le chapitre 4, on modélise la calotte de glace Antarctique avec une résolution de 25 km en ayant des données à 5 km de résolution) à cause, entre autre, du temps de calcul nécessaire pour résoudre les équations de la dynamique de la glace (p. ex., *SIA*, *SSA*). Par conséquent, durant ma thèse, j'ai compilé différents jeux de données à différentes résolutions de la calotte Antarctique avec l'objectif, entre autres, d'étudier jusqu'à à quel point le drainage de la glace change d'une résolution à l'autre. Dans ce même contexte nous avons calculé tout d'abord le flux de bilan sur trois résolutions : 5 km, 15 km et 25 km, et ensuite l'intégrale de la courbe de drainage pour chaque résolution.

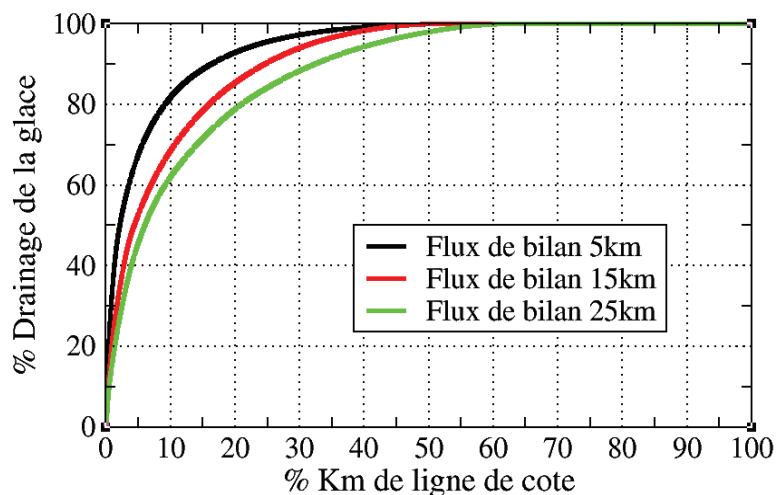


Figure 3.3.1. Intégrale de la courbe de drainage de la calotte de glace Antarctique à différentes résolutions sur la ligne de côte : en noire, le flux du bilan calculé à 5 km de résolution. En rouge, le flux du bilan calculé à 15 km de résolution. En vert, le flux du bilan calculé à 25 km de résolution. Les flux ont été calculés avec la surface proposée par Bamber et al., (2000) et l'accumulation proposée par Arthern et al., (2006).

Les courbes de la figure (3.3.1) représentent l'intégrale du flux de glace drainé par pourcentage de côte, calculée avec 3 résolutions différentes. On observe que seulement 10 % de la côte antarctique draine approximativement 80 % de la glace à

5 km de résolution (courbe noire), 70 % de la glace à 15 km de résolution (courbe rouge) et 60 % de la glace à 25 km de résolution (courbe verte).

Nos résultats affirment que le drainage de la glace Antarctique n'est pas régulier car la majeure partie de la glace de sortie est drainée par quelques kilomètres de côte seulement, ce résultat est aussi montré par Morgan et al., (1982), Testut et al., (2003) et par la carte de la vitesse observée par Rignot et al., (2008). La cohérence de nos résultats avec ceux exprimés par les auteurs sur le drainage de la calotte permet de valider la méthode que nous proposons pour quantifier la glace drainée dans le continent. Notre méthode permet de plus affirmer que les données à 5 km de résolution fournissent une plus grande valeur de drainage de glace par kilomètre de côte que les données avec une résolution de 15 ou 25 km.

La courbe de drainage de la glace Antarctique est affectée par la résolution des données car le flux de bilan calculé à basse résolution (p. ex., 25 km) prend en compte des régions plus grandes que celles des flux calculés à plus fine résolution (p. ex., 5 km), ce qui a pour effet de filtrer les zones d'écoulement rapide. En plus, on remarque une certaine tendance, puisque plus la résolution est fine plus le volume de glace drainé par kilomètre de côte est important.

La quantification du drainage Antarctique à différentes résolutions nous fournit une référence concernant à l'évacuation de la glace que nous utiliserons pour évaluer les résultats du modèle *GRISLI* (voir chapitre 4).

3.1.2.2 Impact de la donnée de surface dans le drainage de la glace Antarctique.

Pour étudier l'impact de la surface Antarctique sur l'intégrale de la courbe de drainage, j'ai utilisé les 3 mêmes jeux de données de surface qu'ailleurs dans ce manuscrit. A partir de ces 3 surfaces, j'ai calculé le flux de bilan avec la même carte d'accumulation (Arthern et al., 2006). Ensuite, en appliquant l'équation (3.7) aux 3 flux de bilan obtenus avec les différentes surfaces, on obtient les 3 courbes de drainage (figure 3.3.2).

Dans la figure (3.3.2), on observe que seulement 10 % de la côte draine plus de 83 % de la glace avec la surface de Rémy (courbe noire) alors que la surface de Bamber et Liu pour seulement 10 % de la côte drainent moins de 80 % de la glace (courbes vertes et rouges respectivement).

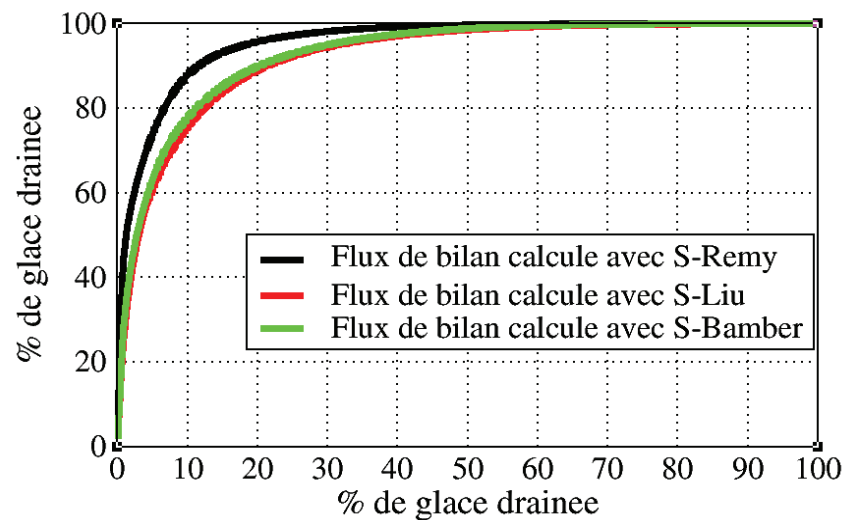


Figure 3.3.2. Intégrale de la courbe de drainage de la calotte de glace Antarctique calculée à 15 km de résolution : (Courbe noire) le flux de bilan a été calculé avec la surface de Rémy, (courbe rouge) le flux de bilan a été calculé avec la surface de Liu, (courbe verte) le flux de bilan a été calculé avec la surface de Bamber.

Nos résultats montrent que quelle que soit la surface utilisée, le drainage de la glace Antarctique n'est pas régulier. Ce résultat est très rassurant car il affirme que les trois topographies convergent vers une même structure de drainage côtier. Drainage qui ne se fait pas de manière uniforme pour évacuer la glace du continent (Morgan et al., (1982), Testut et al., (2003)). De plus, nos résultats montrent que l'intégrale de la courbe de drainage de la glace Antarctique est dépendante des données de topographie, car ces données déterminent la direction de l'écoulement de la glace et elles jouent un rôle important dans la restitution de l'intensité du flux de bilan.

Les différences dans les estimations de la courbe de drainage sont liées aux différences entre les topographies utilisées. Ces trois topographies (*DEM*) ont été construites à partir des données *ERS-1*, pour l'intérieur du continent où les pentes sont faibles et où le radar altimètre a une bonne précision. Vers les bords et côtes du continent, les données sont obtenues à partir de la numérisation de cartes déjà existantes. Et dans l'intérieur du continent vers 81,4°S, les données proviennent des relevés de terrain. Les différences entre ces *DEM* sont alors complètement liées aux méthodes utilisées pour corriger les données satellites et aussi par les différences des données utilisées dans les zones hors de couverture.

Les estimations de la courbe de drainage obtenues avec la surface de Rémy sont bien différentes des autres courbes (Bamber et Liu), de plus l'écoulement de la glace est plus concentré avec la surface de Rémy qu'avec les deux autres surfaces. Cette différence du drainage peut être causée par la correction de pente appliquée par Rémy dans les données obtenues par le satellite *ERS-1*, qui prend mieux en compte la courbure de la surface. Cela dit, une topographie à plus haute résolution dans les régions côtières est nécessaire pour une meilleure estimation du drainage Antarctique, car l'altimétrie conventionnelle et radar ne sont pas forcément bien adaptés aux régions côtières de la calotte.

Quantifier le drainage de la glace dans le continent antarctique est très important pour plusieurs raisons:

- Permet de visualiser la structure irrégulière du drainage de la glace Antarctique.
- Permet de quantifier la glace drainée par kilomètre de côte.
- Souligne l'impact de la résolution dans l'écoulement de la glace.
- Fait ressortir les différences dans les données de surface pour drainer la glace du continent.
- Pourrait servir à analyser, comparer et à valider les sorties des modèles de glace (ce qui est détaillé dans le chapitre 4, où l'on applique cette méthode pour comparer les sorties du modèle de glace *GRISLI*).

3.1 Conclusion du chapitre

Nous nous sommes intéressés dans ce chapitre aux différentes courbures : perpendiculaire et parallèle à la plus grande pente de la surface (C_{ry} et C_{rx} respectivement). Nous avons montré qu'elles sont d'excellents indicateurs pour visualiser, mettre en évidence et analyser les structures locales de la surface Antarctique, comme les crêtes et vallées non visibles directement dans la topographie de la surface. La méthode du cercle que nous proposons pour les calculer a l'avantage que les courbures sont calculées en prenant en compte les points les plus proches à l'intérieur d'un rayon R , en permettant d'obtenir des informations plus locales et pertinentes par rapport à leur environnement. Ces courbures ont été utilisées entre autre pour mettre en valeur les différences et les similitudes entre trois *DEM* (Digital Elevation Model) de la calotte Antarctique : *DEM* proposés par Rémy, Bamber et Liu. Nos résultats montrent des similitudes importantes dans les structures C_{rx} et C_{ry} quelle que soit la surface, bien que ces courbures caractérisent l'anomalie locale de la surface suivant la direction perpendiculaire ou parallèle à la plus grande pente de la surface, et que ces surfaces ont été construites par différents auteurs qui ont utilisé différentes données pour combler la topographie dans les zones non couvertes par le satellite, et différentes méthodes pour corriger les erreurs de données altimétriques.

Le calcul de la vitesse, du flux et de la direction de bilan à partir du code de LeBrocq, nous permet d'observer les structures de l'écoulement actuel de la calotte Antarctique : écoulements faibles près des régions centrales et écoulements plus importants près des côtes. Entre ces applications, les vitesses ont été calculées avec les trois *DEM* pour évaluer l'effet des différentes topographies. Nos résultats montrent que les différentes topographies donnent différentes cartes de vitesse de bilan qui révèlent différentes structures du drainage, notamment dans les zones rapides de la calotte. Néanmoins, à l'échelle globale, nos résultats montrent une similitude forte entre les vitesses de bilan quelle que soit la surface utilisée : une corrélation de 0.94 entre la vitesse de bilan calculée avec la surface de Liu et celle du Rémy, 0.9 entre la vitesse de bilan calculée avec la surface de Liu et celle de Bamber, et enfin une corrélation de 0.88 entre la vitesse de bilan calculée avec la surface de Rémy et celle de Bamber. Ces corrélations importantes peuvent être expliquées par le fait que 87 % de la calotte a des

vitesses faibles, et dans ce cas on trouve un bon accord dans les structures du drainage entre les vitesses, alors que seulement 13 % de la calotte présente des écoulements rapides.

Ce travail permet de montrer et de quantifier pour la première fois la relation entre la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (C_{ry}) et la vitesse d'écoulement de la glace (V_b). Nos résultats montrent que 97 % des points où l'épaisseur de glace est connue ont des vitesses inférieures à 100 m/an, et que seulement 3 % des points ont des vitesses supérieures à 100 m/an. De plus, ces 3 % de points qui présentent des vitesses élevées tendent à être localisés dans les creux de la surface. Plus en détail, 76 % des zones où la vitesse est élevée (supérieure à 100 m/an) sont localisées dans les vallées de la surface et 24 % sont localisées dans les crêtes ou montagnes. Parmi ces 24 %, 4 % correspondent aux zones où l'épaisseur de la glace est inférieure à 150 mètres et 10.5 % correspondent aux zones avec une surface inférieure à 100 m. En général, la courbure C_{ry} montre une grande cohérence avec la vitesse de bilan, et nous avons vu que les fleuves de glace correspondent aux valeurs négatives de la courbure C_{ry} . Elle peut donc être utilisée pour localiser les fleuves de glace dans les modèles. Ce résultat sera utilisé dans le chapitre 4, où l'on utilisera les vallées de la surface dans les critères pour identifier les fleuves de glace dans le modèle *GRISLI*.

Une carte qui permet de détecter les zones où le flux de glace suit ou non la plus grande pente de la surface est construite. Cette carte a été obtenue à partir de la différence entre la direction de bilan et la direction de la plus grande pente de la surface. La carte montre que 80 % du flux de glace Antarctique suit la plus grande pente de la surface, et que la plupart des désaccords entre les directions sont localisés dans les zones très proches de la côte et le long de la chaîne montagneuse transantarctique.

Ce travail confirme l'irrégularité du drainage de la glace Antarctique quelle que soit la résolution de données utilisée et quelle que soit la surface utilisée. Ces résultats sont obtenus à partir du calcul de l'intégrale de la courbe de drainage, méthode que nous proposons pour quantifier le drainage côtier de la calotte. De plus, nos résultats montrent une certaine tendance, puisque plus la résolution est fine, plus le volume de glace drainé par kilomètre de côte est important : 10 % de la côte Antarctique draine

approximativement 80 % de la glace à 5 km de résolution, 70 % de la glace à 15 km de résolution et 60 % de la glace à 25 km de résolution.

La plupart des méthodes présentées et des résultats obtenus dans ce chapitre (tels que : le calcul des courbures, de la vitesse de bilan, du flux de bilan et l'intégrale de la courbe de drainage) seront utilisés dans le chapitre suivant pour analyser et valider les résultats du modèle GRISLI.

Chapitre 4

4. Étude de sensibilité aux paramètres du modèle de la calotte de glace Antarctique

L'écoulement de la glace et l'évolution de l'ensemble de la calotte Antarctique peuvent être simulés par des modèles numériques de calotte glaciaire. Modèles capables de simuler les implications d'un ensemble des paramètres et suppositions définis sur le comportement de la calotte (Cuffey et Paterson 2010).

Le but de ce chapitre n'est pas forcément de trouver le meilleur ensemble des paramètres qui permet de reproduire des géométries raisonnables de la calotte Antarctique (même si l'on essaie à la fin du chapitre), mais plutôt de présenter une étude de sensibilité du modèle GRISLI aux variations de différents paramètres, et d'essayer de comprendre les processus qui peuvent jouer un rôle important dans l'évolution de la géométrie de la calotte au cours du temps. Pour analyser les résultats des différentes simulations certains outils présentés dans le chapitre 3 ont été utilisés, par exemple : les courbures, les vitesses de bilan, la quantification du drainage, etc.

L'application porte sur la calotte de glace Antarctique. Quatre paramètres ont été choisis pour cette étude : la localisation de fleuves de glace, la paramétrisation du frottement basal β dans les fleuves de glace, la paramétrisation de *l'enhancement factor* et les distributions spatiales du flux géothermique. Chaque paramètre sera traité

interdépendant pour une étude de sensibilité, sauf les localisations de fleuves de glace, qui font l'objet d'une sensibilité croisée avec les autres paramètres. La courbure Cry et la vitesse de bilan calculées et discutées dans le chapitre précédent (chapitre 3) sont utilisées comme critères dans ce chapitre pour localiser les fleuves de glace dans l'Antarctique.

Les simulations sont faites avec le modèle de glace GRISLI (modèle décrit dans le chapitre 2), qui examinera les effets des différents paramètres sur l'évolution de la calotte au cours du temps en partant de : la même géométrie initiale (topographie de la surface, épaisseur de la glace, topographie du socle rocheux observées) et avec le même climat (température de la surface et précipitations actuelles (Arthern et al 2006)). Le domaine de calcul se compose de 237x237 points de grille, avec 25 km d'espacement horizontal. Le modèle est utilisé dans sa configuration habituelle avec 21 points selon la verticale.

4.1 Étude de sensibilité sur la localisation de fleuves de glace dans l'Antarctique.

4.1.1 Définition de fleuves de glace.

Dans ce travail de thèse, les fleuves de glace (en Anglais appelés *ice streams*) sont définis comme des régions de la partie posée d'une calotte de glace qui sont spatialement restreintes et où l'écoulement de la glace est plus rapide que celui de la glace environnante (Paterson 1994).

4.1.2 Pourquoi est-ce important de localiser les fleuves de glace dans la calotte de glace Antarctique ?

- Les fleuves de glace évacuent la plupart de la glace de la calotte du centre vers les bords. Les glaciers émissaires et les fleuves de glace constituent seulement 13 % de la ligne côtière de l'Antarctique, mais drainent 80% de la glace accumulée dans

l'intérieur de la calotte (résultat que nous avons montré dans le chapitre 3), (Morgan et al., (1982), Testut et al., (2003)).

- Les fleuves de glace sont les endroits où la glace s'écoule plus vite donc, ils peuvent être cruciaux pour maintenir le bilan de masse dans un bassin entier. Si les fleuves ralentissent, ils peuvent stabiliser la calotte de glace ou lui faire gagner de la masse; s'ils accélèrent, ils peuvent être un mécanisme de déstabilisation de la calotte et d'une rapide perte de masse (Hulton et Mineter, 2000).
- Les fleuves de glace font le lien entre la cryosphère et l'océan, car ils évacuent la glace de la calotte vers l'océan. La décharge de grandes quantités de glace vers l'océan, peut altérer la circulation thermohaline des océans et augmenter le niveau de la mer.
- On ne connaît pas bien les processus et mécanismes qui les contrôlent et lorsqu'on s'éloigne de la côte, leur localisation exacte n'est pas partout connue.

4.1.3 Caractéristiques de fleuves de glace

Les caractéristiques les plus représentatives de fleuves de glace sont :

- Les fleuves de glace sont bordés latéralement par de la glace quasi stagnante et sa transition se fait sur une courte distance (Joughin et al., 2002) (la figure. 4.1.1 montre comment un fleuve en l'Antarctique de l'Est est entouré de glace stagnante ou d'écoulement lent).
- Ils sont caractérisés par une faible pente de surface (Paterson W. 1994).
- Ils sont associés à une dépression de la surface (vallée).
- Ils ont des vitesses supérieures à 100 m/an.

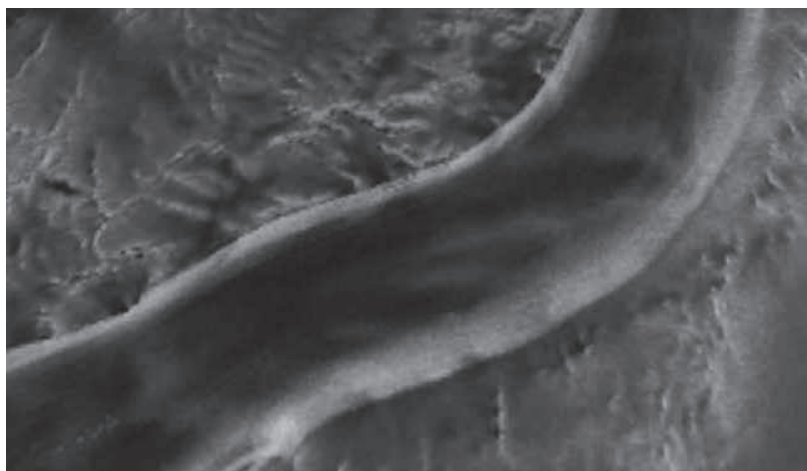


Figure 4.1.1 Fleuve de glace dans l'Antarctique de l'Est. Source : NASA/Goddard Space Flight Center - Scientific Visualization Studio Canadian Space Agency RADARSAT. International Inc.

Les conditions basales (vallées, type de sédiment) sont sûrement très importantes dans la localisation des fleuves de glace, mais l'activité de fleuves se maintient au cours du temps en raison de deux rétroactions positives qui sont : le couplage thermomécanique qui résulte de l'interaction entre la dépendance thermique de la viscosité de la glace et la chaleur (produite par la déformation de la glace). L'interaction fusion basale - écoulement qui consiste dans l'association entre le glissement basal, la production d'eau par la fonte basale et la chaleur (produite par le frottement glace-socle) (Clarke et al., 1977).

4.1.4 Modèles qui ne prennent pas en compte les fleuves de glace

On ne connaît pas la localisation exacte de fleuves de glace dans l'Antarctique et à grande échelle il n'y a pas encore des méthodes rigoureuses pour la définir. Ainsi leur modélisation devient donc un travail assez complexe de telle sorte que, plusieurs modèles à grande échelle ne les prennent pas en compte. Par exemple : le modèle de glace SICOPOLIS (Greve, 1995, Robinson et al., 2010), GLIMMER (Rutt et al., 2009), le modèle de Huybrechts (Huybrechts, 1990), le modèle de GLAM (Challinor et al., 2004),

entre autres.

Parmi les modèles de glace à grandes échelles qui prennent en compte les mécanismes de fleuves de glace, nous pouvons citer : le modèle de glace CHICAGO (Hulbe et al., 1998), le modèle de glace GRISLI (Ritz et al., 2001), le modèle de glace PISM (Bueler et Brown 2009), ainsi que ceux décrits dans le chapitre 2.

4.1.5 Comment GRISLI modélise les fleuves de glace dans l'Antarctique et comment le font les autres modèles de glace ?

Comme nous l'avons déjà dit dans le chapitre 2, l'écoulement de fleuves de glace dans la nature est complètement lié à la déformation des sédiments sous-glaciaires ou au glissement de la glace sur le socle rocheux. L'écoulement de la glace est lié à la pente mais aussi aux contraintes longitudinales (la glace en aval tire celle de l'amont), au cisaillement horizontal (ralentissement contre les bords du glacier) et au frottement basal. Dans les modèles GRISLI, PISM et CHICAGO, le paramètre qui régit principalement l'écoulement de la glace est le frottement basal (basal drag), avec des conditions sur la température basale et l'hydrologie sous-glaciaire. Une simplification des équations de Stokes (chapitre 2, équation 2.4) permet de négliger le cisaillement vertical et d'obtenir un système d'équations elliptiques (chapitre 2 équation 2.18) qui relie les différentes composantes horizontales des vitesses (MacAyeal 1989).

Une différence entre ces modèles, dans leur modélisation de fleuves de glace vient de la définition du frottement basal (chapitre 2, §.2.2.7.4.1), comme nous l'avons discuté dans le chapitre 2 et que nous aborderons plus en détail dans la partie suivante de ce chapitre.

La calotte de glace Antarctique est donc simulée avec trois régions de dynamique différente : l'écoulement lent, localisé dans la partie posée de la calotte et modélisé à partir de la Shallow Ice Approximation (SIA, chapitre 2, équation 2.12) ; l'écoulement rapide, localisé dans les plates-formes de glace flottante et modélisé à partir des équations elliptiques sans frottement basal (Morland 1987), et enfin les fleuves de glace, modélisés à partir des ces mêmes équations elliptiques (SSA, chapitre 2, équation 2.18),

mais avec frottement basal (MacAyeal 1989). La connaissance de la localisation de ces régions est très importante pour pouvoir y appliquer la physique correspondante, c'est donc une des études faites dans ce chapitre. Il faut rappeler que les approximations *S/A* et *SSA* sont théoriquement incompatibles mais dans PISM et GRISLI on utilise tout de même leur superposition. Comme la résolution de l'équation *SSA* (elliptique) demande beaucoup de temps de calcul, on a tout intérêt à restreindre les zones de fleuves aux régions où effectivement elle est active. La question revient alors à « dans quelles régions y a-t-il un faible frottement basal ? ».

4.1.6 Comment ont été localisés les fleuves de glace dans GRISLI et ailleurs?

Dans la version du modèle GRISLI-2002 (Dumas 2002), les fleuves de glace ont été localisés à partir d'un critère basé sur la pression effective N . Si celle-ci est inférieure à un seuil, elle autorise et active la présence d'un fleuve de glace ;

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{si } N(x, y) \leq N_{\text{limit}} \text{ alors } (x, y) \text{ est Fleuve} \\ \text{Où } N_{\text{limit}} = 50 \text{ bar et } N = \rho_i g H - P_w \end{array} \right.$$

Le problème avec l'application de ce critère sur l'Antarctique était que le calcul de N était simplement en fonction de la hauteur au dessus de la flottaison. Et où en conséquence, les fleuves de glace étaient limités à une seule étroite bande côtière (de 1 maille) à l'exception de fleuves de glace de Siple Coast.

Dans la version du modèle GRISLI-2006 (Peyaud 2006), un modèle d'hydrologie sous-glaciaire a été ajouté. Les fleuves de glace ont alors pu être défini à partir d'un critère qui prend en compte la répartition de la charge hydraulique comme indicateur de la localisation de fleuves de glace.

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{si } h_w(x, y) \geq 700 \text{ m alors } (x, y) \text{ est Fleuve} \\ \text{où } h_w \text{ est la charge hydraulique.} \end{array} \right.$$

La répartition et la géométrie de fleuves de glace obtenus en appliquant ce critère sont encore loin de la réalité observée. Une des difficultés venant du fait que le modèle hydraulique est sensible à la topographie du socle qui on l'a vu est mal connue.

Dans le modèle de glace PISM (Bueler et Brown 2009) les fleuves de glace ont été calculés sur une calotte synthétique. Ces fleuves ont été définis dans les zones où les vitesses de bilan Vb sont supérieures à 100 m/an. Ce critère est réaliste, car il fait partie d'une de leurs caractéristiques (p. ex., avoir des vitesses élevées).

$$\{si \ Vb(x, y) \geq 100m/an \ alors \ (x, y) \ est \ Fleuve$$

4.1.7 Proposition de cette étude

Dans cette étude, pour localiser les fleuves de glace dans l'Antarctique je propose des méthodes qui associent des critères sur la première et la deuxième dérivée de la surface (courbure perpendiculaire Cry , voir chapitre 3) avec des critères sur la vitesse observée ($V_{observée}$) et/ou vitesse de bilan (V_{bilan}). Ensuite, une étude de sensibilité sera proposée pour valider ces méthodes, et ainsi analyser la géométrie de la calotte modélisée en fonction des divers critères utilisés pour localiser les fleuves de glace dans le modèle.

Comme la courbure Cry nous permet de visualiser les dépressions de la topographie actuelle (où les fleuves de glace apparaissent), la convergence et la divergence d'écoulement de la glace (plus en détail dans le chapitre 3), l'innovation de cette étude est alors, de simuler pour la première fois l'Antarctique en utilisant un critère déduit de la topographie de la surface pour déterminer les possibles localisations de fleuves de glace. Ensuite en faisant une étude de sensibilité sur les différents critères pour localiser les fleuves de glace on essaiera de comprendre les processus en jeu et d'identifier les méthodes que permettent de modéliser la calotte Antarctique plus proche des observations.

4.1.8 Définition des différents critères pour la localisation de fleuves de glace en la calotte de glace Antarctique

Au cours de ce chapitre, on parlera de fleuves de glace autorisés et activés. Les fleuves de glace autorisés sont ceux que nous calculons à partir des différents critères *Cry*, *Vbilan*, *Vobservée*, etc. (le calcul de *Cry* et *Vbilan* ont été étudié en détail dans le chapitre 3) et que nous introduirons dans le modèle de glace GRISLI, comme possibles fleuves de glace. Ensuite, GRISLI, en fonction de critères physiques, (conditions thermiques, basales et/ou charge hydraulique) évaluera si ces fleuves autorisés seront activés ou pas. Ce calcul est effectué à chaque pas de temps puisque ces conditions basales sont calculées par le modèle en tout point.

La courbure *Cry* et la vitesse de bilan que nous utilisons pour localiser les fleuves de glace ont été déduites des observations. Par exemple, la courbure *Cry* a été calculée à partir de la topographie proposée par Rémy et al. (2000) avec un rayon de 75 km. Pour la vitesse de bilan nous avons utilisé le code proposé par LeBrocq et al. (2006), la topographie proposée par Rémy et al. (2000), l'accumulation de glace proposée par Arthern et al. (2006) et l'épaisseur de glace corrigée BEDMAP + Holt (voir chapitre 1). La vitesse observée est celle proposée par Rignot et al. (2008).

Dans le tableau suivant nous présentons six méthodes pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle:

méthode 1 : la méthode 1 autorise les fleuves de glace dans les dépressions de la surface ($Cry \leq 0$) .

méthode 2 : la méthode 2 autorise les fleuves de glace dans les zones où la vitesse de bilan est supérieure ou égale à 100 m/an.

méthode 3 : la méthode 3 autorise les fleuves de glace dans les dépressions de la surface où la vitesse de bilan est supérieure ou égale à 100 m/an (intersection de 1 et 2)

méthode 4 : la méthode 4 autorise les fleuves de glace dans les zones où la vitesse de bilan et/ou la vitesse observée sont supérieures ou égales à 100 m/an.

méthode 5 : la méthode 5 autorise les fleuves de glace dans les dépressions de la surface où la vitesse observée est supérieure ou égale à 100 m/an.

méthode 6 : la méthode 6 autorise les fleuves de glace dans les dépressions de la surface où la vitesse observée est supérieure ou égale à 100 m/an et dans les

dépressions de la surface où la vitesse de bilan est supérieure ou égale à 100 m/an.

| Critères / méthodes | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| $Cry(i, j) \leq 0 \text{ cm/km}^2$ | X 47.97% 16.50% 16.45% | | | | | |
| $V_{bilan}(i, j) \geq 100 \text{ m/a}$ | | X 7.22% 4.62% 4.66% | | | | |
| $Cry(i, j) < 0 \cap V_{bilan}(i, j) \geq 100$ | | | X 5.08% 4.76% 4.84% | | | |
| $V_{bilan}(i, j) \geq 100 \cup V_{Observée}(i, j) \geq 100$ | | | | X 8.86% 6.40% 6.46% | | |
| $Cry(i, j) < 0 \cap V_{Observée}(i, j) \geq 100$ | | | | | X 3.26% 3.88% 3.39% | |
| $Cry(i, j) < 0 \cap V_{bilan}(i, j) \geq 100$ \cup $Cry(i, j) < 0 \cap V_{Observée}(i, j) \geq 100$ | | | | | | X 6.07% 5.54% 5.58% |

Tableau des définitions des différents critères pour localiser les fleuves de glace : en colonnes, les différentes méthodes (1, 2..., 6) et en ligne, les critères. V_{bilan} est la vitesse de bilan et $V_{Observée}$ est la vitesse observée. En noir, nous avons le pourcentage de fleuves de glace autorisé dans le modèle par rapport à la calotte posée. En rouge, le pourcentage de fleuves activés par le modèle selon x, et en bleu selon y.

La première méthode que nous avons choisie donne des hypothèses très faibles pour le modèle. On l'appelle faible car elle autorise les fleuves de glace dans toutes les dépressions de la surface ($Cry \leq 0$) (localisations pas très réalistes par exemple, dans l'intérieur du continent où il n'y a pas de fleuves de glace observés) alors sera le modèle avec leur physique qui se débrouillera pour ne pas activer tous les fleuves de glace autorisés. Ce critère est très intéressant pour les longues simulations car il autorise bien plus les fleuves que les cinq autres méthodes. Les autres méthodes que nous avons choisies donnent des hypothèses plus fortes au modèle. On l'appelle forte car les fleuves

de glace sont localisés dans les zones plus ou moins réalistes (par exemple, zones d'écoulement rapides et près des côtes) alors le modèle est bien plus limité pour les activer.

L'étendue de fleuves de glace autorisée dans le modèle de glace GRISLI pour chaque expérience a été calculée comme: le pourcentage des points du maillage par rapport à la calotte posée. Ainsi les fleuves de glace autorisés pour les méthodes 1, 2... et 6, représentant 47.97 %, 7.22 %, 5.076 %, 8.86 %, 3.26 % et 6.07 % respectivement de la partie posée de la calotte.

Plusieurs critères on a pu avoir utilisé pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle :

Les critères sur la profondeur des vallées sont basés sur différentes valeurs des seuils du *Cry*. Critères qui ont été abordés dans ma thèse, mais comme elles dépendent d'un seuil, nous avons alors estimé pertinent de prendre (dans ce manuscrit) que le critère que contienne toutes les vallées de la surface.

Nous avons aussi étudié la possibilité d'utiliser des critères basés sur les dépressions du socle rocheux pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle (par exemple : $Fleuve_{autorise} = \{(i, j) \in \text{Domaine} / CrySocle(i, j) \leq 0\}$). Cette méthode a autorisé de fleuves de glace bien plus fins que la méthode 1 et donc ressemblants plus à la réalité, mais plus faible que les autres 5 méthodes que nous avons choisies développer au cours de ce manuscrit. Nous ne montrons pas des expériences utilisant le critère sur le socle, car la couverture du socle est trop hétérogène pour des simulations globales.

Les critères basés sur différentes *DEM* (p. ex., *DEM* proposé par Rémy, par Liu et par Bamber. *DEM* qui ont été décrits antérieurement dans le chapitre 1 et 3) n'ont été analysés que pour deux méthodes : méthodes 1 et 2 (car les autres méthodes proviennent des combinaisons des méthodes 1 et 2, et en conséquence elles n'apporteraient plus des informations). On a observé que la localisation des fleuves de glace autorisés avec les méthodes 1 et 2 n'a pas des différences importantes selon les

DEM. Ces différences sont localisées principalement près de la latitude 84°S et elles semblent être liées à la méthode que les auteurs ont utilisé pour incorporer les données manquantes aux ensemble des données couvertes par le satellite *ERS1*. En conséquence nous avons jugé pas nécessaire de modéliser la calotte en définissant les fleuves de glaces pour les trois *DEM*. Les cartes des différences de fleuves de glace autorisés entre les trois *DEM* pour les méthodes 1 et 2 sont visibles dans l'annexe D.

4.1.9 Définitions des expériences

Pour évaluer l'influence des diverses méthodes pour localiser les possibles fleuves de glace dans la calotte Antarctique, nous avons fait 6 expériences. Chaque expérience a utilisé une des méthodes suggérés plus haut pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle (définis antérieurement §.4.1.8). Dans le modèle de glace GRISLI, le climat a été pris constant dans le temps, mais la rétroaction : altitude de surface – température est prise en compte (si la calotte épaissit, sa surface refroidit). Le niveau de la mer (Esea) est aussi imposé constante à la valeur actuelle. Il intervient dans les conditions de la calotte glace posée-flottante ainsi que dans la définition de la pression effective. Pour faire un état d'équilibre, nous avons poussé la simulation, le temps nécessaire pour atteindre un état stationnaire de la calotte (100 000 ans). Ce temps dépend principalement des processus thermiques (e.g., variations de températures de surface dans toute l'épaisseur de la calotte) qui sont les plus lentes.

Ces expériences partent d'un état initial, avec la température en état d'équilibre (100 000 ans de simulation) et les autres variables (vitesses, contraintes, température en surface, accumulation proposé par Arthern et al (2006)) déterminées à partir de la géométrie actuelle de la calotte (topographie de la surface proposé par Rémy et al (2000), topographie du socle rocheux et épaisseur de glace corrigé : Bedmap + Holt (chapitre 1), etc).

La ligne d'échouage est fixée à sa position actuelle, le coefficient de frottement sous les fleuves de glace $\beta=1000$ (Pa an/m), le coefficient d'enhancement *factor*

$E_{SLA}=4.5$ et $E_{SSA}=1$; et le flux géothermique est celui proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004). Dans la première série d'expériences on teste juste le critère de localisation de fleuves de glace.

La figure (4.1.2) illustre les localisations de fleuves de glace autorisés dans le modèle GRISLI pour chaque expérience (définies antérieurement (§.4.1.9)). On remarque que la méthode 1 a autorisé bien plus les fleuves que les cinq autres méthodes, et qu'ils remontent considérablement vers l'intérieur du continent.

On rappelle que dans les six simulations, le modèle part d'un état initial sans fleuves de glace activés. Ensuite, grâce à la physique du modèle, la pression d'eau augmente très lentement, et les fleuves activés par le modèle sont importants après 10 000 ans de simulation. Les méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle semblent affecter le moment auquel les fleuves de glace apparaissent activés par le modèle (par exemple, la méthode 1 après 10 000 ans a activé plus de fleuves que les autres méthodes). Et l'étendue de fleuves croît lentement avec le temps jusqu'à atteindre l'équilibre (100 000 ans de simulation). La figure (4.1.2-1) en rouge illustre les fleuves de glace qui ont été autorisés et pas activés par le modèle. En jaune, les fleuves qui ont été autorisés et activés par le modèle. Et en vert, les régions où les fleuves ne sont pas autorisés.

On constate que l'étendue de fleuves de glace activée par le modèle est bien inférieure à celle autorisée dans le modèle. Les fleuves de glace activés pour les 6 méthodes 1, 2... et 6 représentant 16.5 % (16.45), 4.62 % (4.66 %), 4.76 % (4.84), 6.4 % (6.46), 3.88 % (3.39) et 5.54 % (5.58) respectivement selon x (selon y) de la partie posée de la calotte.

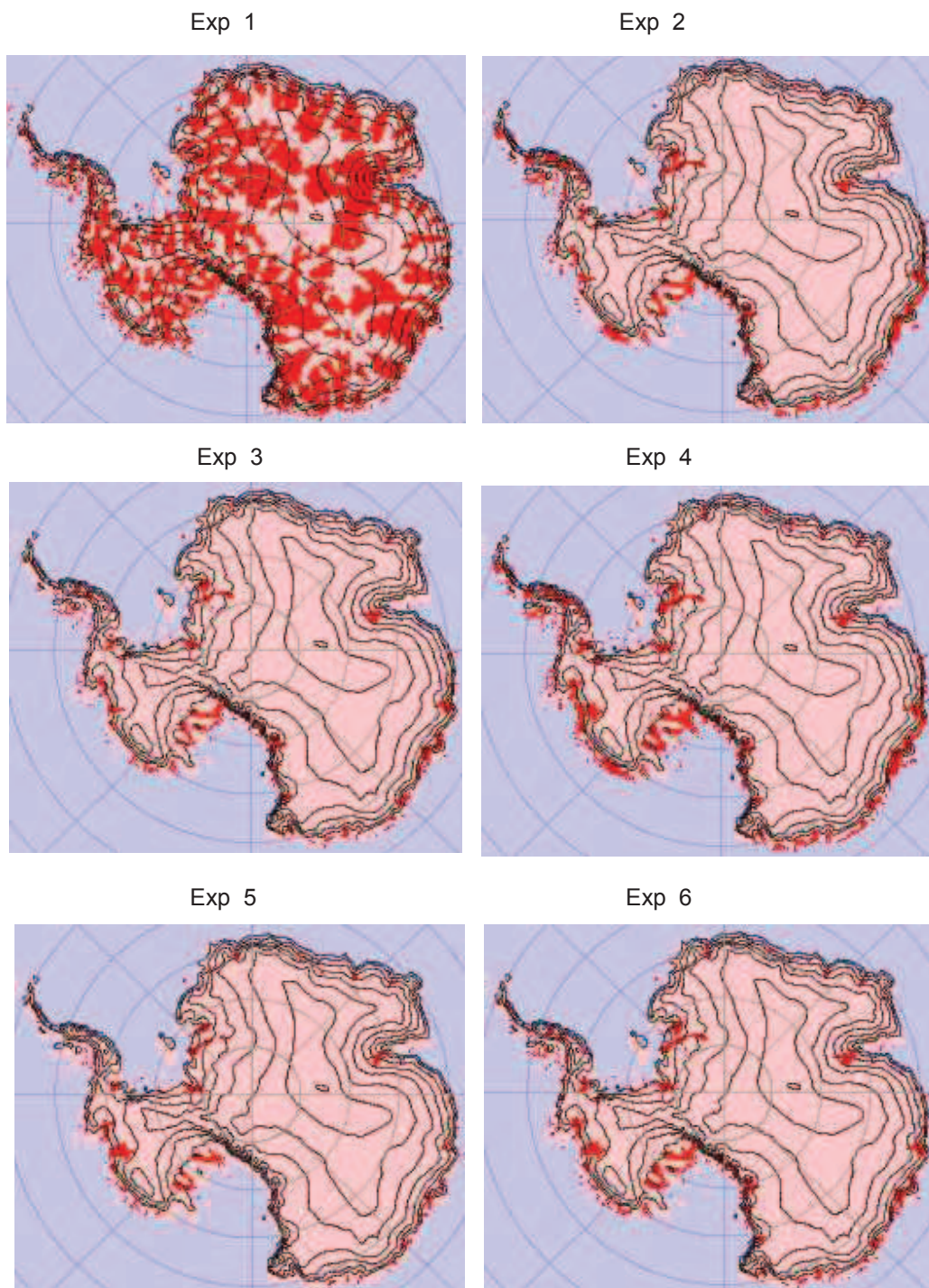


Figure 4.1.2. Cartes des localisations de fleuves de glace « autorisés » introduits dans le modèle GRISLI, pour les 6 expériences. Les fleuves de glace sont représentés en rouge, la partie posée de la calotte est représentée en rose, et ailleurs en bleu.

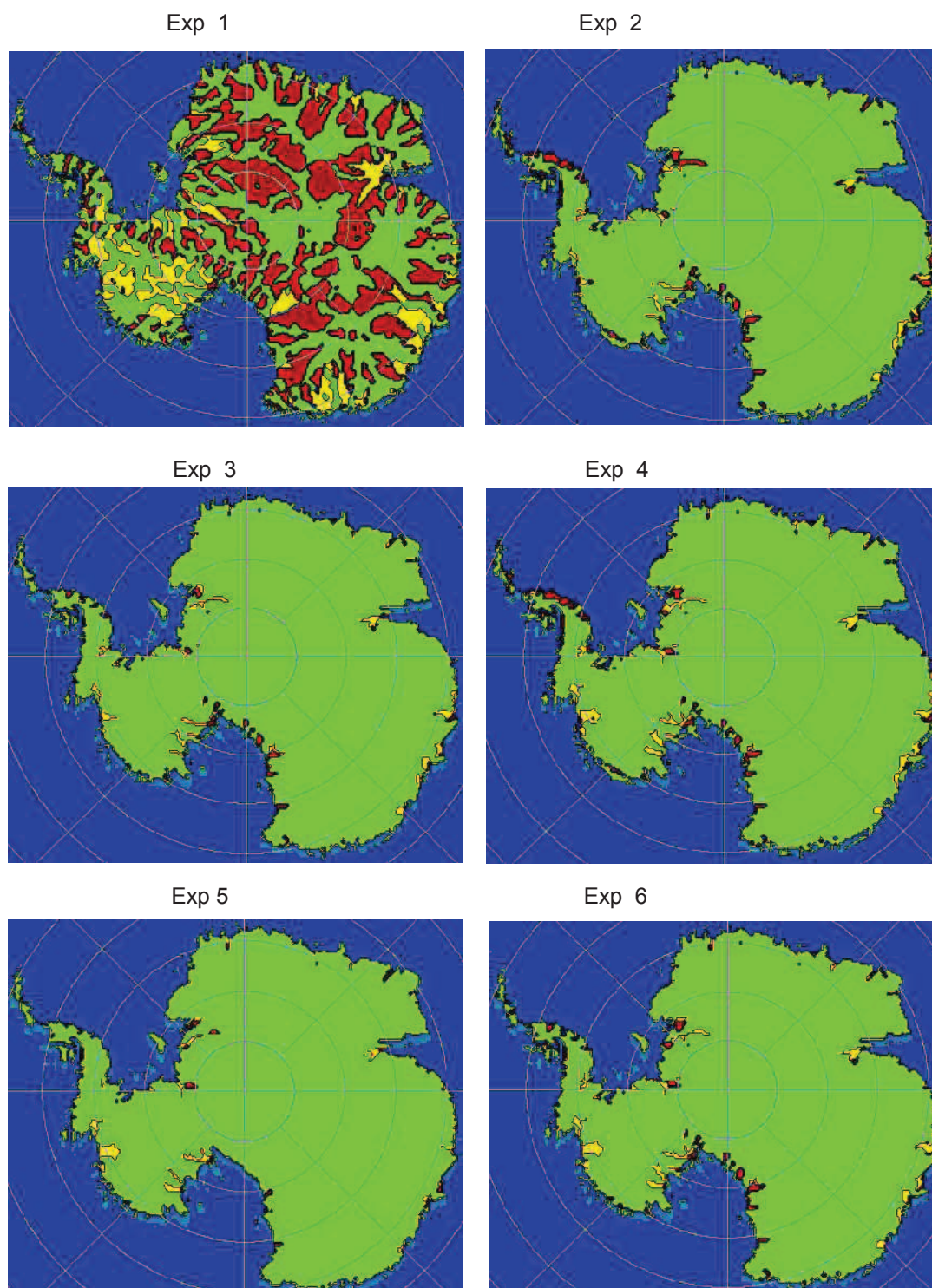


Figure 4.1.2-1. En rouge, fleuves de glace autorisés et pas activés. En Jaune, fleuves de glace autorisés et activés. En vert, les régions où les fleuves de glace ne sont pas autorisés pour les 6 expériences, après 100 000 ans de simulation.

4.1.10 Résultats et discussions des expériences de sensibilité sur la localisation des fleuves de glace

L'objectif d'une étude de sensibilité n'est pas forcément de trouver le jeu de paramètres qui marchent le mieux pour modéliser la calotte Antarctique observée. Mais plutôt d'évaluer comment les résultats changent en fonction de certains paramètres, car si l'on essaye seulement de simuler au mieux l'Antarctique actuelle, des études inverses seraient plus appropriées. En faisant des études de sensibilité on espère en tirer des règles qui seront robustes dans des simulations transitoires.

Afin d'analyser la géométrie de la calotte Antarctique pour les 6 expériences, nous avons choisi quatre diagnostics : la vitesse d'écoulement de la glace après 100 ans de simulation (voir plus bas la justification). La topographie de la surface et la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (*Cry*) qui sont elles prises après 100 000 ans de simulations une fois atteint l'équilibre. Et le dernier diagnostic est d'étudier l'évolution du volume de la calotte au cours du temps. Ces diagnostics seront aussi utilisés dans les études de sensibilité qui suivront.

4.1.10.1 Vitesses d'écoulement

Avant de nous concentrer sur les structures spatiales nous devons savoir que l'alimentation de la calotte de glace n'a quasiment changé d'une expérience à une autre, car dans cette étude nous avons seulement changé la définition de fleuves de glace. Il est donc normal d'obtenir des cartes très semblables sur le continent (p. ex., vitesse de la glace, topographie de la surface) avec seulement une légère différence dans la répartition de fleuves de glace.

Pour étudier l'impact spatial de chaque paramètre dans les vitesses modélisées, il est souvent pertinent de le faire au début de la simulation (vers 100 ans) quand la topographie de la surface est juste un peu relaxée qu'à la fin de la simulation (vers 100 000 ans). En effet après 100 000 ans, la topographie de la surface est en état d'équilibre, et les vitesses modélisées sont donc des vitesses de bilan pour la topographie obtenue qui s'est adaptée pour permettre d'évacuer suffisamment de la

glace.

Après 100 ans de simulation, nous avons remarqué que quelle que soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace, les vitesses modélisées ont une forte ressemblance entre elles, mais avec quelques différences en ce qui concerne les répartitions de fleuves (différences entre les vitesses modélisées de ± 0.6 mm/an). Nous avons aussi observé que la méthode 1 a plus des zones actives pour évacuer la glace que les autres méthodes. Cela peut être expliqué car les fleuves de glace avec cette méthode (méthode 1) ont été définis plus larges et grands que dans les autres méthodes.

Les six cartes de vitesses modélisées au début de la simulation sont très proches entre elles. Pour évaluer spatialement l'évolution de la vitesse en réponse à celle de l'épaisseur de glace, nous ne montrons les cartes que pour une seule expérience. Nous montrons ainsi que pour l'expérience 1 les vitesses modélisées au début (100 ans) et à la fin de la simulation (100 000 ans) (figure 4.1.3).

On observe en particulier sur les fleuves de glace, qu'après 100 000 ans de simulation les vitesses modélisées sont plus importantes qu'à 100 ans. Et qu'après seulement 100 ans de simulation (quand la surface modélisée est encore proche de l'actuelle surface observée) le modèle a été déjà capable de reproduire les structures des vitesses observées (avec quelquefois des vitesses supérieures à 100 m/an). Par exemple, sur l'Antarctique de l'Est près d'Amery et Totten, on observe des vitesses modélisées supérieures à 100 m/an. Mais près du glacier Recovery, on observe des vitesses modélisées bien plus faibles que les valeurs connues (vitesses observées supérieures à 100 m/an). Dans l'Antarctique de l'Ouest, près de Siple-Coast, Twaites les vitesses modélisées après 100 ans de simulations sont encore plus faibles que les valeurs observées (supérieures à 100 m/an). Mais, après 100 000 ans de simulation, ces zones d'écoulement rapide sont devenues plus rapides sur l'ensemble du continent, car ces vitesses modélisées tendent à être des vitesses de bilan pour la topographie à 100 000 ans, qui s'est ajustée au cours du temps pour permettre ces valeurs.

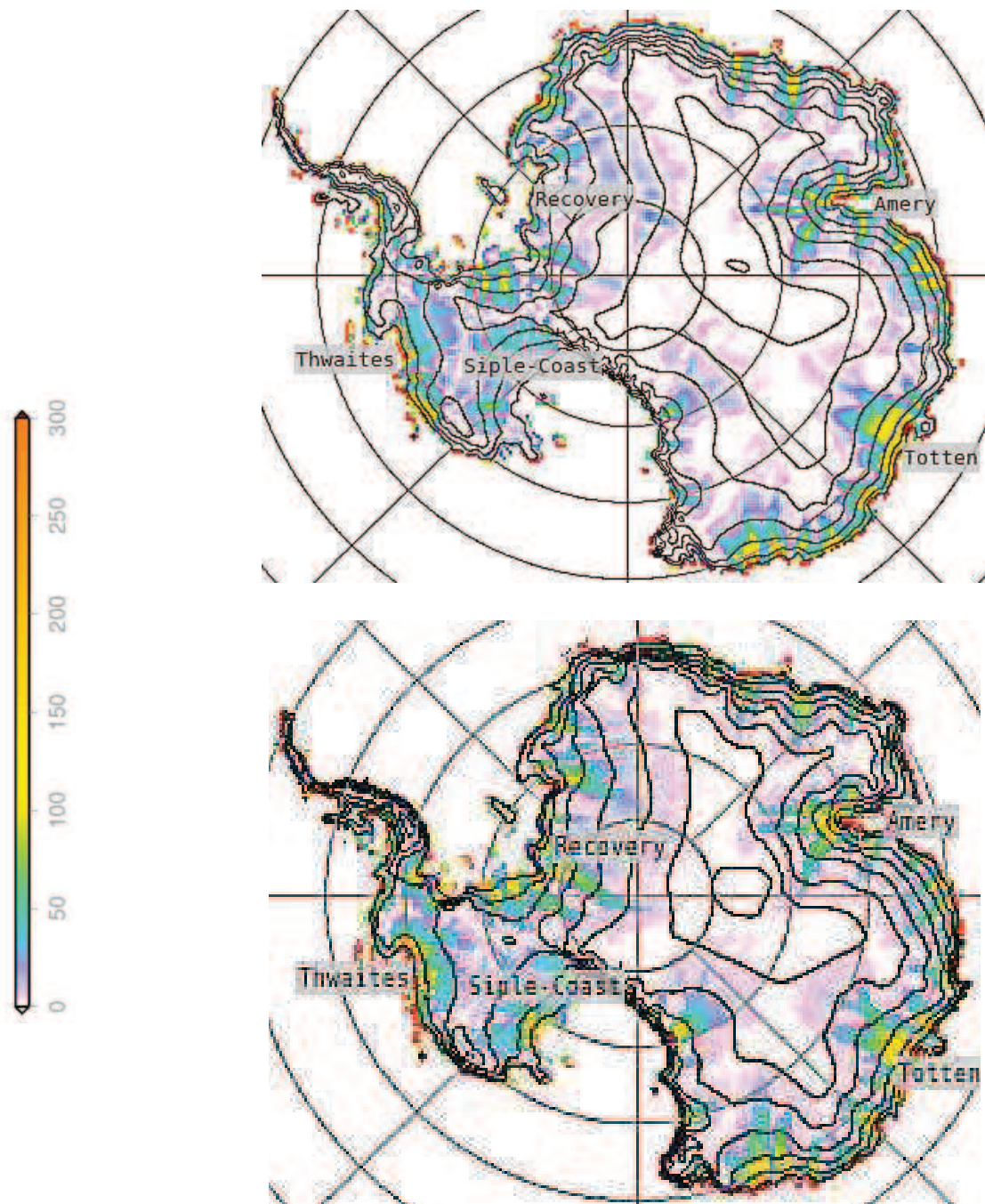


Figure 4.1.3 Sensibilité de la vitesse d'écoulement de la glace Antarctique pour l'expérience 1 (en haut) après 100 ans de simulation (en bas) après 100 000 ans de simulation. Les cartes des vitesses ont la même échelle de couleurs 0-300 m/an.

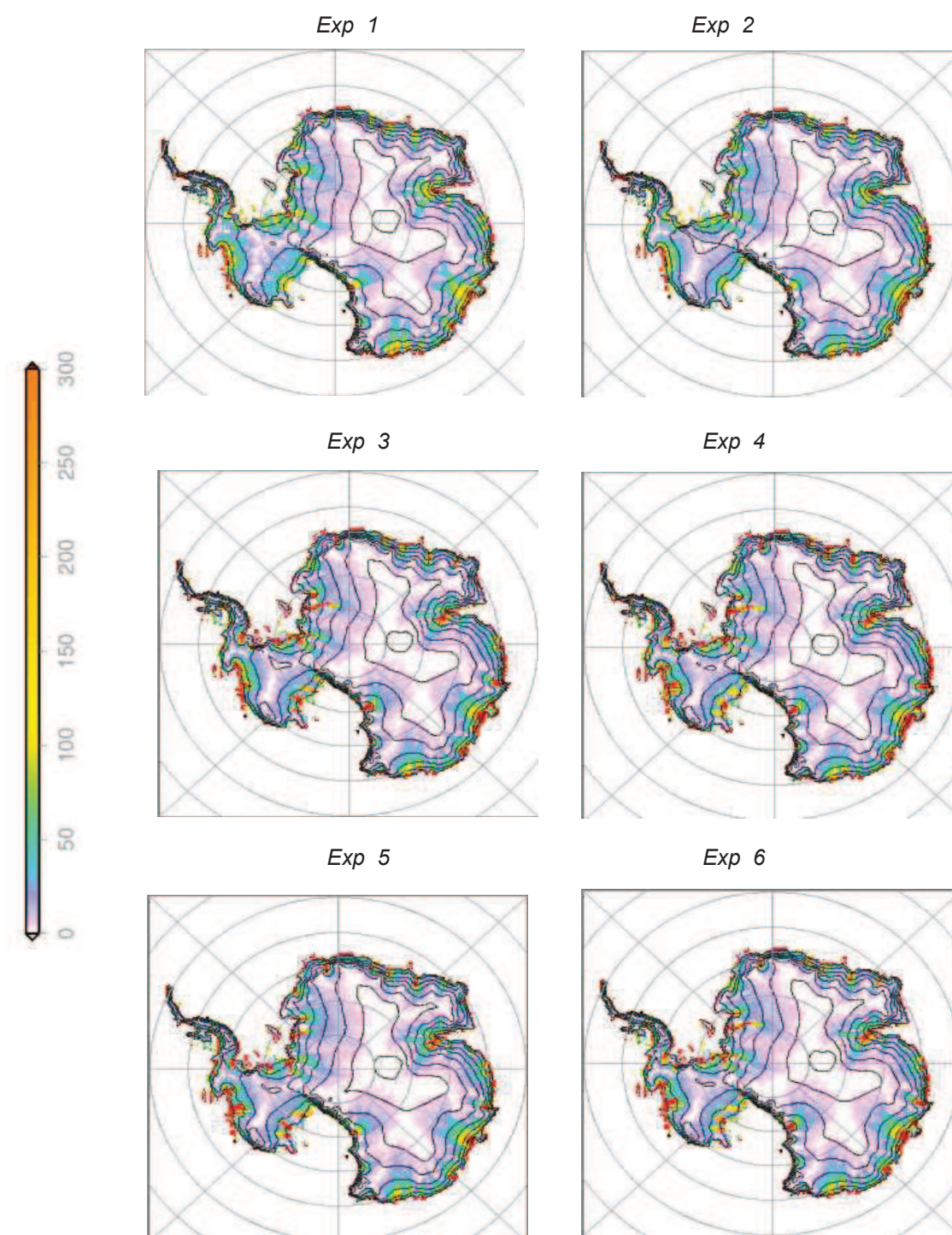


Figure 4.1.4. Sensibilité de la vitesse d'écoulement de la glace Antarctique pour les 6 différentes localisations de fleuves de glace introduites dans le modèle GRISLI. Vitesses modélisées après 100 000 ans de simulations même échelle de couleurs 0-300 m/an.

On peut observer des différences entre les 6 cartes des vitesses modélisées au bout de 100 000 ans (figure 4.1.4). Ce qui nous permet déjà conclure, que les 6 méthodes de fleuves de glace autorisés ne donnent pas les mêmes résultats spatiaux dans les vitesses modélisées.

A 100 000 ans de simulation, les zones connues d'écoulement rapide (vitesses > 100 m/an) ne sont pas présentes dans toutes les cartes. Par exemple, les vitesses d'écoulement observées dans les fleuves de glace près le glacier Recovery (supérieures à 100 m/an, Rignot et al. 2008) n'apparaissent pas dans les vitesses modélisées par les expériences 1 et 2. En revanche l'expérience 5 donne ces valeurs des vitesses observées (100 m/an), néanmoins les fleuves ne semblent pas à être larges que ceux observés. Les expériences qui modélisent spatialement les vitesses observées (supérieures à 100 m/an) dans cette zone, et qui permettent de mieux drainer la glace par rapport aux autres expériences sont les expériences 3, 4 et 6. Il faut remarquer que l'expérience 1 a utilisée un critère qui a autorisé bien plus les fleuves de glace que les autres expériences, mais elle n'a pas reproduit des vitesses assez fortes comme nous le pouvons atteindre. Cela est dû à que le modèle s'est débrouillée pour que la calotte soit en équilibre. C'est à dire, comme le modèle a activé une importante quantité des fleuves de glace avec cette expérience, il semble que le modèle avec leur physique a réduit la vitesse de la glace pour ne permis pas que la calotte se dégonfle.

La figure (4.1.5) montre les distributions des vitesses modélisées avec les 6 expériences. On note que quel que soit le critère utilisé pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle, après 100 ans de simulation (gauche) les distributions des vitesses modélisées sont superposées entre elles à faibles vitesses (p. ex., pour les vitesses inférieures à 150 m/an). Ensuite pour les vitesses plus importantes, on note quelques différences mais elles restent assez proches. Les expériences 2, 3 sont superposées entre elles (ligne verte) et les expériences 4, 5, 6 sont aussi superposées entre elles, donc elles ont les mêmes distributions des vitesses (ligne marron). Après 100 000 ans de simulation (droite), on constate aussi que quelle que soit la méthode utilisée pour localiser les fleuves, les distributions des vitesses modélisées ont les mêmes distributions des vitesses à faibles valeurs (p. ex., pour les vitesses inférieures à 50 m/an). En revanche pour valeurs plus importantes, les distributions des vitesses sont plus variables que celles à 100 ans, cela est dû à ce que certaines expériences ont

activés majeure quantité de fleuves mais juste sur les bords. Les distributions plus importantes des vitesses (vitesses supérieures à 200 m/an) sont celles données par les expériences 3, 4 et 6 (courbe vert, bleu et marron).

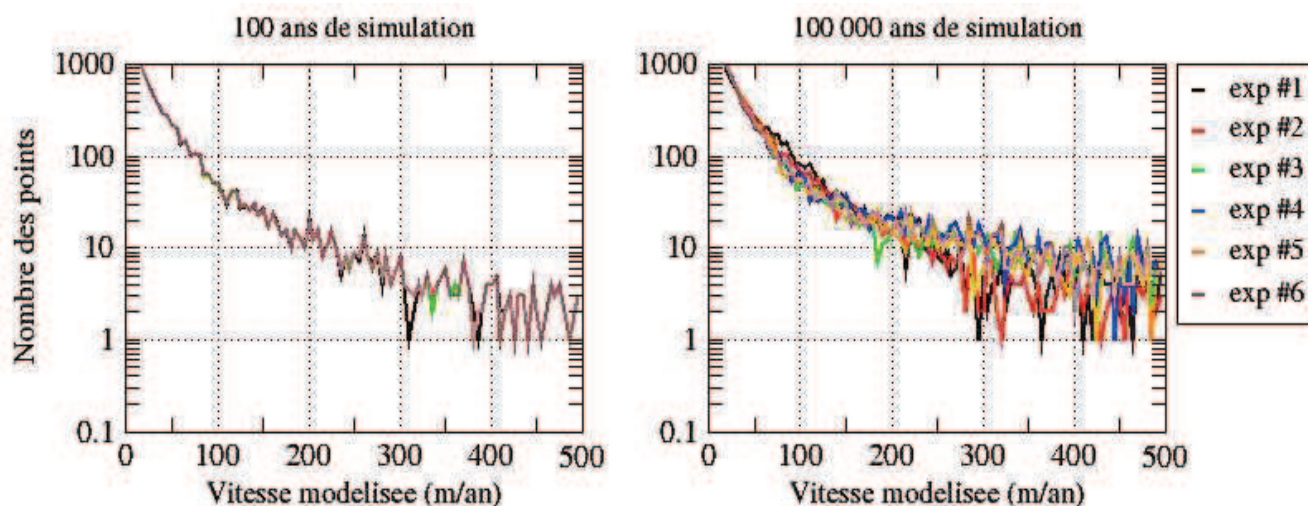


Figure 4.1.5. Distributions des vitesses modélisées pour les 6 expériences. (gauche) à 100 ans de simulation. (droite) à 100 000 ans de simulation. Ces distributions ont été calculées en prenant en compte les points posés de la calotte de glace Antarctique. Les vitesses sont entre 0 et 500 m/an avec des pas de 5 m/an.

En général, les différences entre les distributions des vitesses modélisées sont bien plus importantes aux grandes valeurs des vitesses qu'aux faibles valeurs. On voit que, dans les vitesses importantes les distributions des vitesses modélisées à 100 ans sont bien plus faibles que celles à 100 000 ans. Ce qui implique que : le modèle n'a pas encore bien activé les fleuves quelque soit le critère, ou qu'il n'y a pas assez de fleuves dans cette gamme de vitesses, ou que les vitesses de fleuves sont sous-estimées (β trop fort). Par contre, après 100 000 ans de simulation, certaines expériences ont plus de fleuves actifs juste sur le bord par rapport au l'ensemble du continent. Cela fait que le modèle draine la glace par ces zones avec des vitesses plus importantes pour maintenir l'équilibre de la calotte et ainsi ne pas la laisser gonfler.

Pour quantifier l'impact des définitions de fleuves de glace dans le drainage de la glace Antarctique, nous avons calculé la courbe de drainage par pourcentage de ligne de côte (figure 4.1.6 gauche). La courbe de drainage est l'intégrale du flux de glace de sortie sur une ligne de côte autour de la calotte. Le flux de glace de sortie utilisé est le flux de bilan que nous avons calculé à partir du code de Lebrocq (le calcul du flux de bilan est expliqué en détail dans le chapitre 3) et les données obtenues par GRISLI dans chaque expérience (la surface, l'épaisseur de glace et l'accumulation de glace modélisées) (plus en détail sur le calcul de la courbe de drainage dans le chapitre 3).

Les résultats montrent que le drainage de glace par pourcentage de ligne de côte après 100 ans est le même si les fleuves de glace sont autorisés avec les méthodes 2, 3, 4, 5 ou 6. Ce qui c'est normal, car les cartes des vitesses modélisées pour ces expériences n'ont pas montré des différences importantes entre elles, et ces distributions de vitesses sont presque superposées entre elles. Par contre à 100 000 ans de simulation (figure 4.1.6 droite) le drainage de la glace par pourcentage de ligne de côte est différent quelque soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace. On observe aussi que le drainage de la glace Antarctique à 100 ans de simulation est différente de celui à 100 000 ans, cela nous permet supposer que le modèle GRISLI tend vers un drainage indépendant des conditions initiales.

Au regard des résultats il semble que quelque soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace, le modèle GRISLI a un drainage moins concentré que le drainage observé (10% de côte draine plus de 60% de la glace. Résultat que nous avons montré dans le chapitre 3 avec 25km de résolution). Comme le drainage de la glace Antarctique est fortement affecté par la résolution (résultat que nous avons aussi montré dans le chapitre 3), donc il semble qu'il y a un effet lissant du modèle, lequel il est visible aussi sur les courbures de la surface. Le possible effet du lissage peut être dû à plusieurs facteurs, entre eux : la résolution du modèle et la donnée du socle utilisée (hypothèses que nous étudierons plus en détail à la fin de ce chapitre dans la partie comparaisons modèle-donnée).

Le drainage de la glace devient moins concentré au cours de la simulation. Cela peut être expliqué par le fait qu'au bout de la simulation le modèle n'a pas encore activé tous les fleuves comme à la fin de la simulation, en permettant au modèle d'évacuer

majeure quantité de glace par du moins endroits qu'à la fin de la simulation.

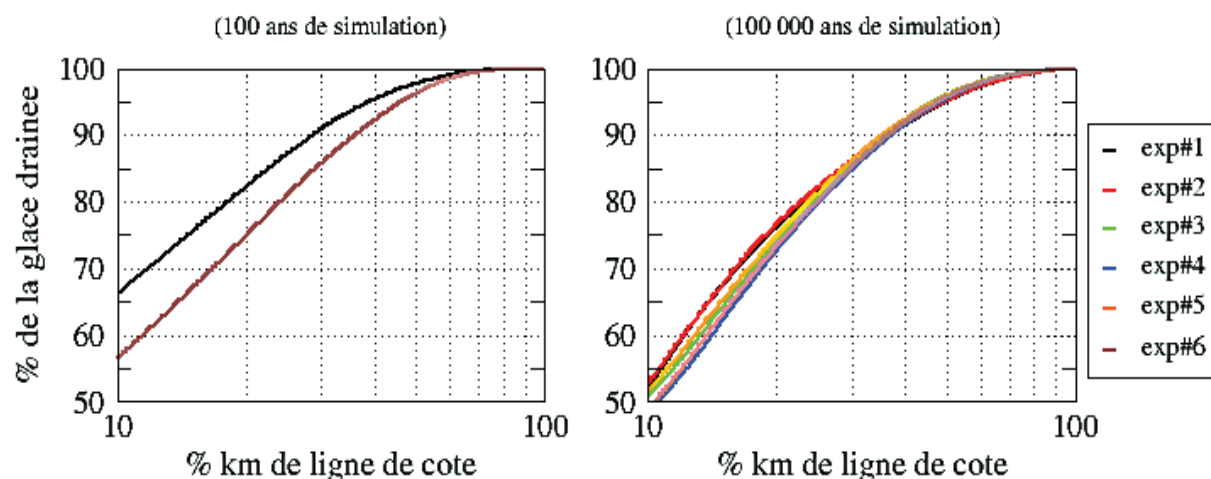


Figure 4.1.6. Intégrale de la courbe de drainage de la calotte de glace Antarctique pour les 6 expériences par pourcentage de ligne de côte. (gauche) à 100 ans de simulation : le drainage de la glace par pourcentage de côte dans l'expérience 1 est représenté avec la ligne noire et pour les expériences 2, 3, 4, 5 6 est représenté avec la même ligne marron. (droite) à 100 000 ans de simulation.

4.1.10.2 Topographie de la surface modélisée

La figure (4.1.7) illustre 6 cartes de la calotte Antarctique. Ces cartes représentant les différences entre la surface modélisée après 100 000 ans de simulation pour chaque expérience et l'observation. On observe une forte ressemblance globale dans les différences d'altitude pour les 6 simulations avec l'échelle de couleur utilisée (-800 à 800 mètres), et quelques zones positives (où la surface modélisée est au-dessus de l'observation) et négatives (où la surface modélisée est en-dessous de l'observation).

Parmi les zones positives nous mentionnons les régions près du dôme Argus (80°22'S, 77°21'E), montagnes Transantarctiques, les fleuves de glace du Siple Coast (82°S, -130°E) et Recovery (81°S, -30°E).

La surface modélisée près du dôme Argus (à 4093 mètres de hauteur, qui est connue par ne pas avoir des fleuves de glace) est à plus de 200 mètres au dessus de l'observation dans toutes les expériences. Cela pourrait être dû à un écoulement SIA insuffisant dans ces zones, comme la glace est très froide, les valeurs du flux géothermique utilisées pourraient être très basses pour drainer la glace (voir problèmes du flux géothermique plus loin). Ce problème peut être aussi expliqué par un socle mal connu avec glace très fine, ou par un effet venant des bords de la calotte du côté des montagnes Transantarctiques, où la surface est déjà trop haute (supérieure à 400 mètres) par rapport à la surface observée.

On observe près des montagnes Transantarctiques, du fleuve de glace Siple Coast et Recovery que les expériences 3,4 et 6 semblent donner une surface modélisée moins haute que les autres expériences. Cela peut être dû au fait que la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans ces expériences a permis au modèle de drainer plus de la glace que dans les autres cas. Par exemple, la zone des montagnes Transantarctiques est connue pour avoir des fleuves de glace, néanmoins la résolution de nos expériences nous empêche de bien les localiser et les modéliser.

Les résultats ne montrent pas d'importantes zones négatives, mais parmi elles nous mentionnons les régions près du glacier Totten (68°S, 115°E) et Philippi (68°S, 91°E) et près du Getz ice-shelf (72°S, -130°E). L'existence des zones négatives dans les surfaces modélisées peut être dû à la manque de donnée du socle (voir figure 1.9 - chapitre 1. Distribution des données d'épaisseur de la glace in situ) ou aux certaines paramétrisations prises dans le modèle, par exemple : un coefficient de frottement basal moins important que l'observe, à la valeur *d'enhancement facteur* utilisé, etc. (voir simulations sur variations du coefficient de frottement basal et *d'enhancement facteur* plus loin). Il faut mentionner que justement ces trois zones coïncident avec les zones où la calotte de glace observée gagne de la masse (Rignot et al. 2008).

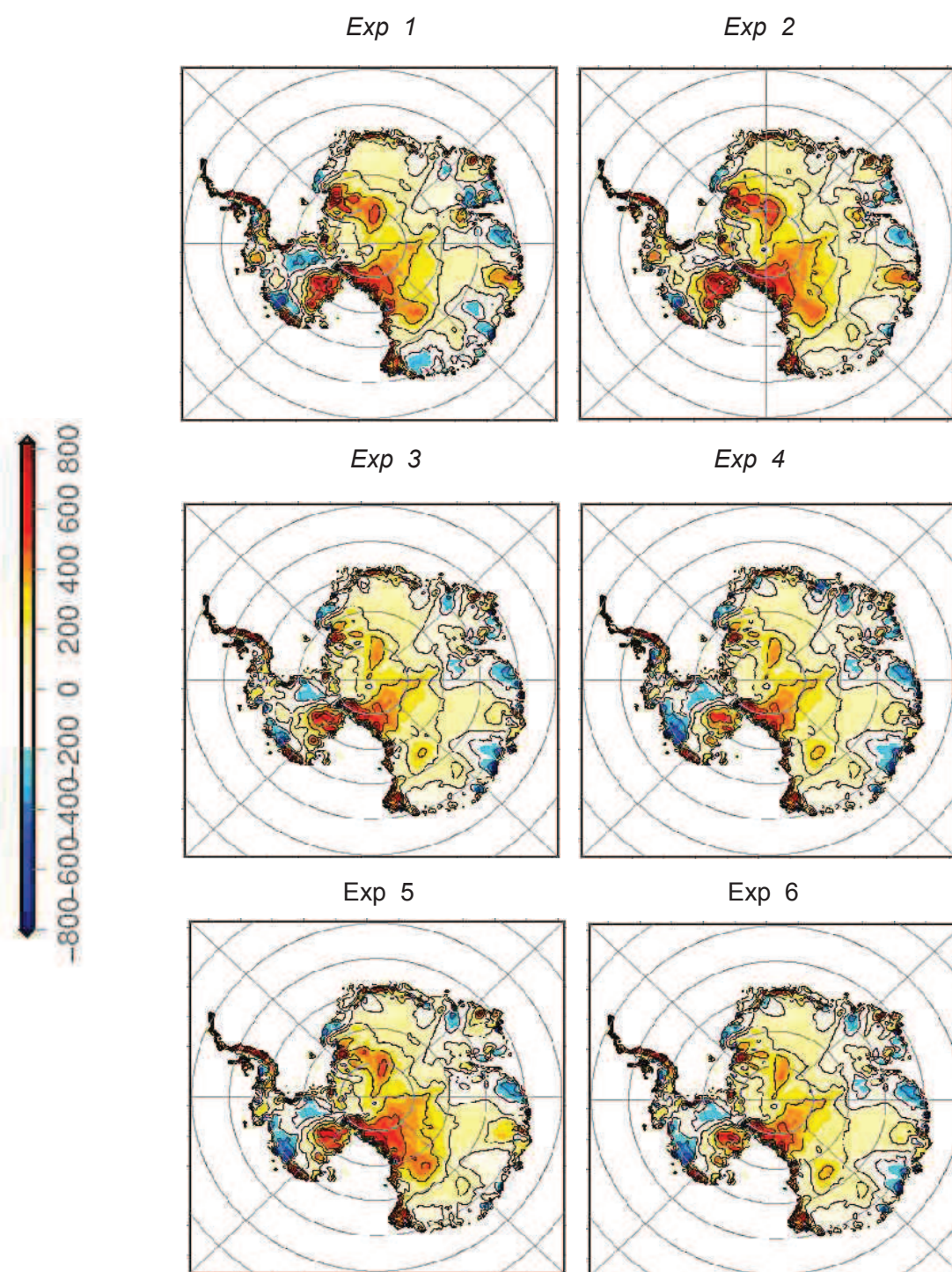


Figure 4.1.7. Sensibilité de la surface Antarctique après 100 000 ans de simulation : surface modélisée – surface observée (m), pour les 6 différentes localisations de fleuves de glace autorisées dans le modèle GRISLI. Les cartes utilisent la même échelle de couleur -800 à 800 mètres.

Les résultats montrent que la méthode 1 n'a pas permis au modèle d'être efficace dans l'évacuation de glace dans le continent. Bien que cette méthode ait défini les fleuves de glace très larges et longs. Au contraire, les méthodes 3, 4 et 6 ont autorisé les fleuves de glace plus fins et étroits que la méthode 1, et elles semblent permettre au modèle de mieux évacuer la glace. Par exemple, près le glacier Byrd (82°S, 160°E), Recovery et Siple Coast, les fleuves de glace semblent être plus activés à la fin de la simulation (100 000 ans) dans des expériences 3, 4 et 6 que dans l'expérience 1 (voir figure 4.1.4). Ce qui semble qu'une bonne partie de la glace de la calotte a été drainée à travers la chaîne de montagnes Transantarctiques, les fleuves du Siple Coast et du Recovery. Cela montre que la localisation et la taille des fleuves de glace autorisés jouent un rôle important dans le modèle, car il semble que le modèle a contrôlé les vitesses d'écoulement dans l'expérience 1 pour ne pas dégonfler la calotte due à l'importante taille et quantité des fleuves de glace activés.

Pour mieux comparer la performance des 6 méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle on analyse les différences entre les surfaces modélisées et observées en fonction de la topographie observée, ceci restreint aux zones où la calotte de glace est posée et où les mesures des épaisseurs sont connues (figure 4.1.8). Par définition, les distributions plus réalistes des surfaces modélisées sont celles qui sont plus proches à zéro.

Dans les zones où l'altitude de la surface est inférieure à 600 mètres, on observe que les 6 expériences ont presque les mêmes distributions de surface modélisée : d'environ 150 mètres au dessus des observations (figure (4.1.8)). Et que la plupart de ces régions ont localisées dans les zones côtières de la calotte posée (figure (4.1.9), traces en couleur rouges). Ce qui nous permet de conclure que les diverses méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace n'affectent pas significativement la dynamique d'écoulement de la glace dans le modèle pour une épaisseur inférieure à 600 mètres. C'est peut-être dû au fait que la ligne d'échouage a été fixe dans le modèle. Par contre, le fait que la surface modélisée soit plus haute que l'observation indique peut-être un drainage de glace trop faible.

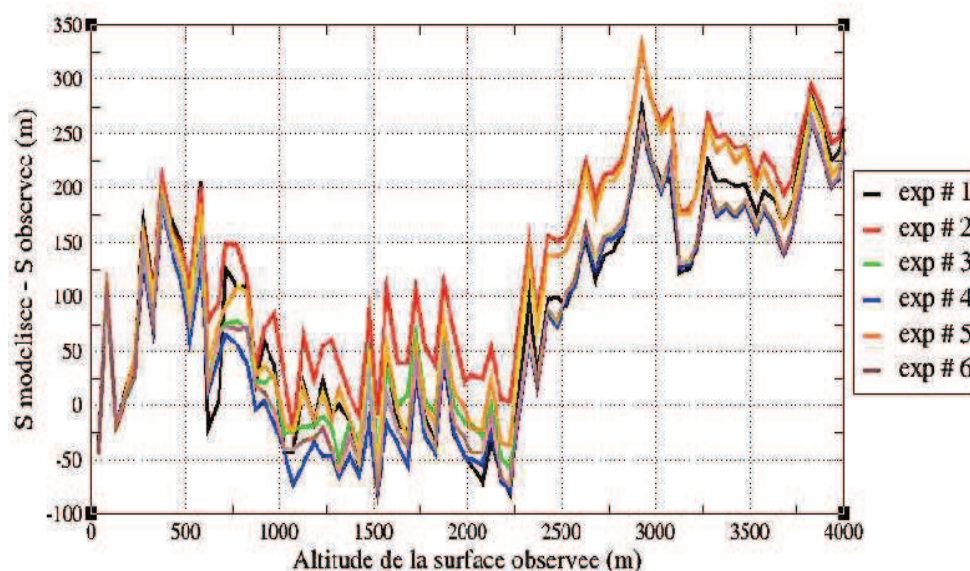


Figure 4.1.8. Différences entre les surfaces modélisées et observées en fonction de l'altitude de la surface observée, pour les 6 différentes localisations de fleuves de glace autorisées dans le modèle GRISLI. Analyse restreinte seulement dans la partie posée de la calotte où les mesures d'épaisseur de glace sont connues.

Les 6 méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace ont permis au modèle pour les zones entre 600 et 2250 mètres d'altitude, d'obtenir des distributions de surface proches de l'observation. Ces zones sont localisées principalement dans l'Antarctique de l'Ouest, et autour de la plate-forme de glace flottante d'Amery (figure (4.1.9), traces en couleur bleue). Parmi les expériences qui ont donné les distributions de surface modélisée les moins réalistes dans ces régions (jusqu'à 100 mètres au dessus des observations) nous avons l'expérience 2 (courbe rouge, dans la figure (4.1.8)). Ce qui nous permet de conclure que les fleuves de glace autorisés avec la méthode 2, ont été les moins bons pour le modèle dans ces zones, car cela ne lui a pas permis de drainer assez de glace dans ces régions à la différence des autres méthodes. Cela peut-être simplement une affaire de seuil sur la vitesse, car la valeur que nous avons prise pour autoriser les fleuves dans cette méthode était arbitraire (100 m/an)

(même valeur du seuil prise par Bueler et Brown (2009) sur les vitesses pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle).

Entre 2250 et 4000 mètres d'altitude, les expériences 2 et 5 (courbes rouge et orange respectivement dans la figure (4.1.8)) sont celles qui donnent les plus grands écarts dans les distributions de surface modélisée par rapport aux observations, d'environ 250 mètres au dessus des observations (figure (4.1.9), traces en couleur noires).

Enfin, les distributions de surface modélisée, qui nous approchent le plus des observations sont données par les expériences 3, 4 et 6 (figure (4.1.8) vert, bleu et marron respectivement). Elles conduisent à une surface de 50 mètres en-dessous des observations entre 600 et 2250 mètres et d'environ 150 mètres au dessus des observations dans les zones supérieures à 2250 mètres.

Selon cette analyse, les méthodes qui semblent permettre au modèle de donner une topographie modélisée plus réaliste sont les méthodes 3, 4 et 6. Méthodes qui utilisent la combinaison des divers critères et qui tiennent compte des caractéristiques importantes de fleuves de glace. Par exemple, le critère de localiser les fleuves dans les dépressions de la surface ($Cry < 0$) où l'écoulement est rapide (vitesses supérieures à 100 m/an). On observe que bien que la méthode 5 utilise une combinaison de critères, elle n'est pas parmi les méthodes qui ont permis au modèle de donner une topographie plus réaliste. Cela peut être dû au fait que cette méthode autorise moins de fleuves que les autres méthodes (3.26 % de fleuves autorisés par rapport à la calotte posée §4.1.8). C'est donc la méthode la plus restrictive qui sous-estime vraisemblablement la superficie des fleuves. On peut d'ailleurs remarquer que la plupart des fleuves autorisés sont activés mais cela ne suffit pas à drainer suffisamment de glace. Par contre, les méthodes 3, 4 et 6 qui autorisent plus de fleuves que la méthode 5, ont permis au modèle de mieux drainer la glace nécessaire pour avoir une topographie plus réaliste.

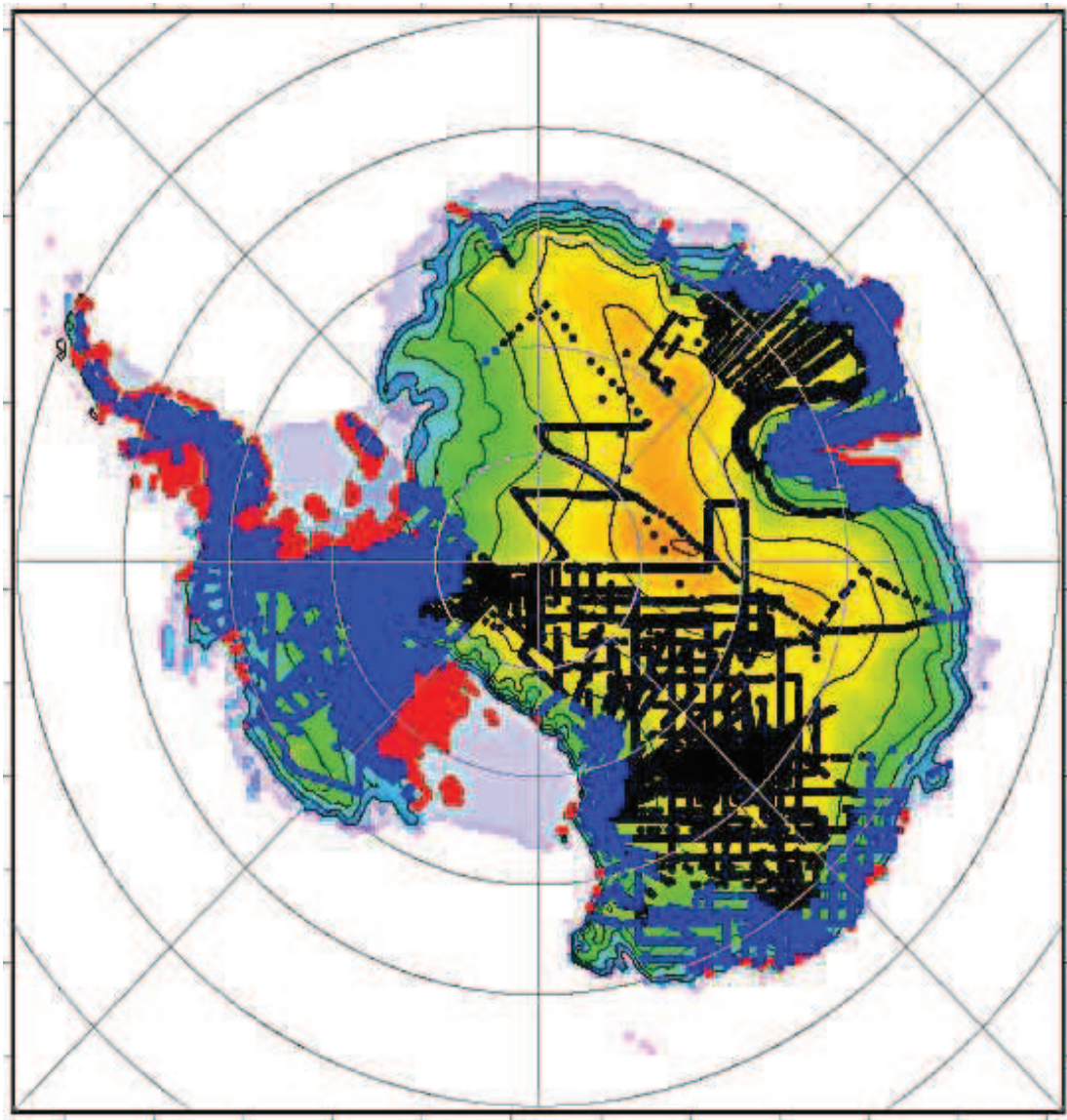


Figure 4.1.9. Traces où l'épaisseur de la glace est connue dans la calotte posée Antarctique. (En rouge, traces où l'altitude de surface se situe entre 0 et 600 mètres, en bleu, traces où la surface d'altitude varie entre 600 et 2250 mètres et, en noir traces où la surface d'altitude est supérieure à 2250 mètres.

On observe que les écarts d'altitude de surface ont une forme très particulière quelque soit la méthode utilisée pour localiser les fleuves de glace. Typiquement le modèle donne des surfaces trop hautes à basse altitude (entre 0 et 600 mètres approximativement), puis trop hautes à nouveau dans le centre de la calotte (entre 2500

et 4100 mètres). Nous suggérons alors qu'aux basses altitudes, ces problèmes pourraient être liés à la résolution du modèle (25km). Résolution qui ne permet pas de drainer la glace de la calotte par de petits fleuves, du coup le drainage de la glace en général est bon mais pas sur les détails de la côte. Dans le centre de la calotte la forme des écarts d'altitude peut être liée aux valeurs du flux géothermiques. Par exemple dans ces zones, Shapiro et al., (2004) ont proposé des valeurs inférieures à 49 mW/m^2 , par contre Llubes et al., (2006) et Fox et al., (2005) ont proposé des valeurs supérieures à 52 mW/m^2 . (on étudiera la sensibilité du flux géothermique en §.4.4).

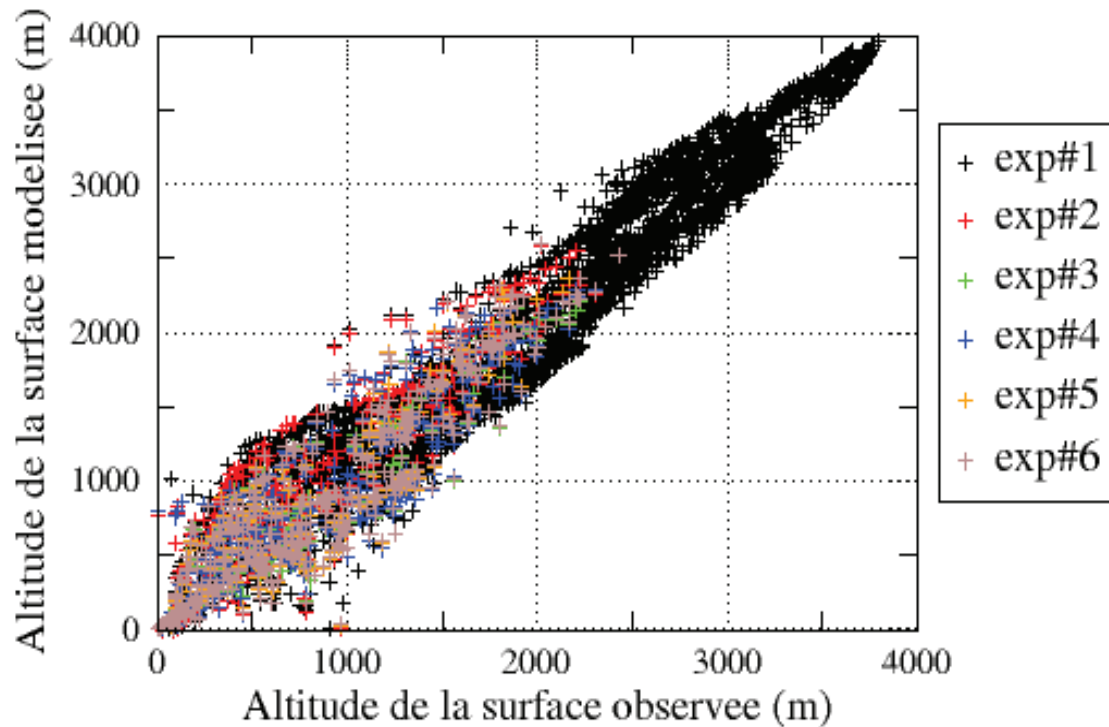


Figure 4.1.10. Sur l'axe des abscisses, altitude de la surface observée (m). Sur l'axe des ordonnées, altitude de la surface modélisée (m) avec chaque méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle GRISLI. Les altitudes sont calculées là où l'épaisseur de glace est connu.

La figure (4.1.10) compare l'altitude de la surface modélisée en fonction de

l'altitude de la surface observée seulement pour les fleuves de glace. Nous voyons que toutes les méthodes utilisées pour autoriser les fleuves permettent au modèle donner à peu près la même surface modélisée dans les fleuves de glace. Il faut noter qu'on observe une majorité de points noirs (méthode 1) car le modèle a activé plus des fleuves avec la méthode 1 qu'avec les autres méthodes.

La figure (4.1.11) illustre les zones des différences entre les surfaces modélisées et observées avec les 6 expériences. En noir, nous voyons les zones où les surfaces modélisées sont 500 mètres au-dessus des observations, et en vert (très rares), les zones où les surfaces modélisées sont 500 mètres en-dessous des observations. J'ai pris la même valeur du seuil (500 mètres) utilisée dans le travail du Vaughan et Bamber (1998) pour analyser mes résultats.

À partir d'un modèle d'écoulement de glace, simple à 2d et qui ne tient pas compte des fleuves de glace, Vaughan et Bamber (1998) ont trouvé 9 zones où la surface modélisée est 500 mètres au dessus de la surface observée. Et 4 zones où la surface modélisée est 500 mètres en-dessous de la surface observée (figure 4.1.12). Vaughan et Bamber expliquent que les zones où la surface modélisée est au-dessus de celle observée se produisent quand les conditions basales de la calotte réduisent le *basal shear stress*. Et que les zones où la surface modélisée est en dessous de l'observée est très difficile à interpréter, mais peut être liée à l'altitude du socle rocheux.

Dans notre travail, nous avons trouvé moins de zones avec une surface modélisée 500 mètres au dessus des observées que celles trouvées par Vaughan et Bamber (1998). Néanmoins ces différences peuvent être conditionnées par le modèle de glace utilisé. En particulier, le fait que notre modèle prenne en compte les fleuves de glace simule un écoulement plus rapide (SSA) dans ces zones que sur le reste de la calotte. Ainsi, comme le drainage est plus efficace dans ces régions, la glace ne s'accumule pas.

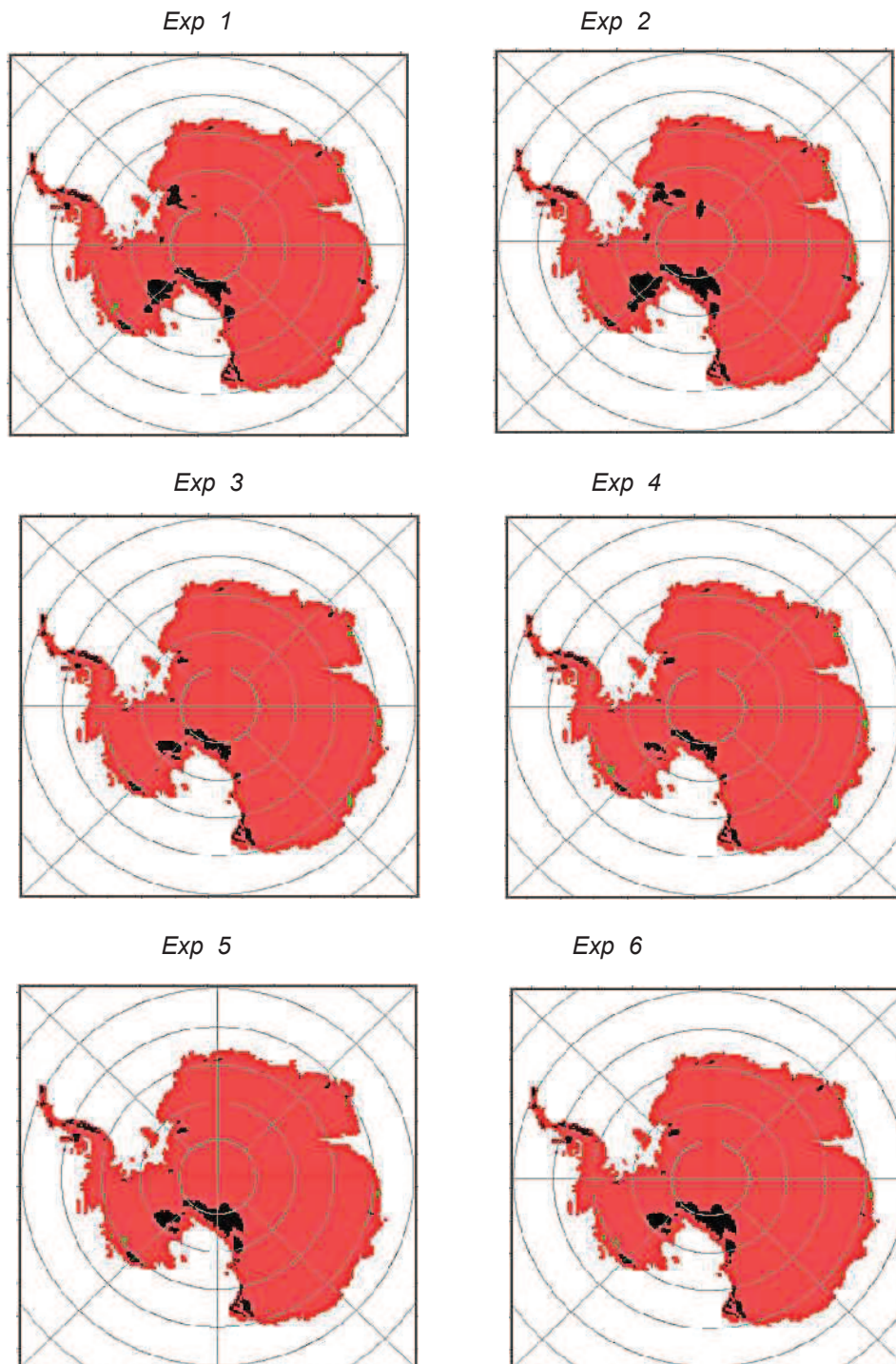


Figure 4.1.11. Masque des différences entre la surface modélisée et observées de la calotte Antarctique pour les 6 expériences. (vert) zones où la surface modélisée est 500 m en-dessous de la surface observée. (noir) zones où la surface modélisée est 500 m au-dessus de la surface observée.

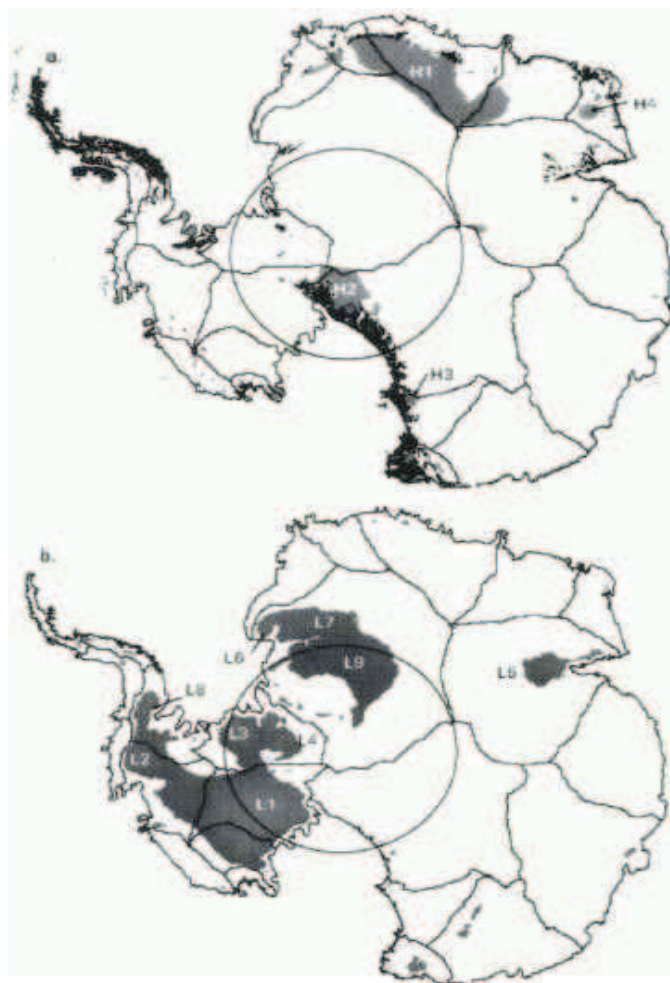


Figure 4.1.12. Masque des différences entre la surface modélisée et observées de la calotte de glace Antarctique obtenues avec un modèle très simplifié. (a) zones où la surface modélisée est 500 m en-dessous de l'observée (à comparer avec les parties en vert de la figure précédente). (b) zones où la surface modélisée est 500 m au-dessus de la surface observée, (à comparer avec les parties en noir de la figure précédente) d'après Vaughan et Bamber (1998).

D'un autre côté, nous n'avons pas trouvé des zones étendues avec une surface modélisée 500 mètres en-dessous de la surface observée, comme celles trouvées dans le travail de Vaughan et Bamber (1998), figure 4.1.12 (a). Il faut remarquer que les données d'épaisseur de glace et du socle rocheux utilisés pour modéliser la calotte par

Vaughan et Bamber étaient celles (anciennes) du *SCAR* (Scientific Committee on Antarctica Research, 1993) et que dans notre travail nous avons utilisé de nouvelles cartes d'épaisseur et du socle. Données qui ont été compilées avec les données proposées par le projet *BEDMAP* (Lythe et al., 2001) et les données proposées par Holt et al 2006 (voir chapitre 1).

4.1.10.3 Interprétation des courbures de la topographie de surface

La figure 4.1.13, illustre la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface modélisée. On observe que les 6 courbures *Cry* modélisées ont une forte ressemblance spatiale entre elles, quelle que soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Dans l'Antarctique de l'Est, nous observons clairement les dômes Fuji, les dômes A, B et C et aussi les crêtes (couleur bleue) qui arrivent jusqu'aux bords de la calotte. Nous pouvons observer dans les 6 cartes les vallées de la surface moins profondes (couleur jaune), et les plus profondes (couleur rouge). Par exemple, celles qui alimentent la glace flottante de l'Amery ice shelf. Dans l'Antarctique de l'Ouest, il y a des différences plus importantes entre l'expérience 1 et les autres, par exemple des vallées plus profondes vers le Siple-Coast.

Pour regarder plus en détail l'impact spatial des localisations de fleuves de glace, nous avons fait deux zoom que pour les expériences 1 et 2 : l'un en l'Antarctique de l'Est centré au dôme C, et l'autre en l'Antarctique de l'Ouest.

La figure 4.1.14 montre le zoom de l'Antarctique de l'Est pour les expériences 1 et 2 respectivement. On observe à grande échelle que la géométrie de la calotte de l'Est n'est pas assez affectée par la méthode utilisée pour autoriser les fleuves dans le modèle. Il y a quelques différences juste sur les bords de la calotte : vallées plus profondes et crêtes ou montagnes (bleu) plus accentuées dans l'expérience 1 que dans l'expérience 2.

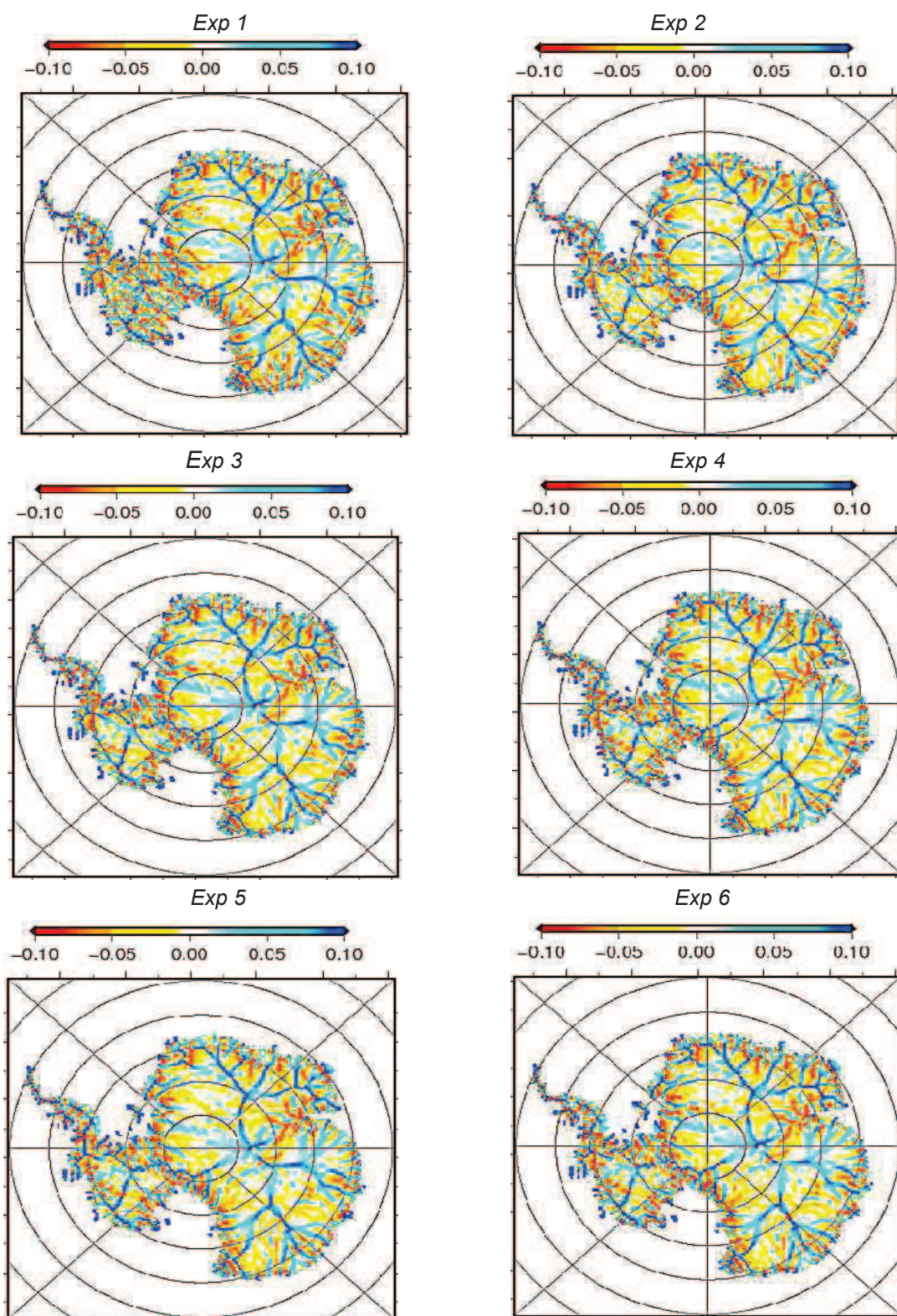


Figure 4.1.13. Courbure perpendiculaire à la plus grande de la surface modélisée, pour les 6 différentes localisations de fleuves de glace autorisées dans le modèle GRISLI. Courbure Cry

modélisée après 100 000 ans de simulations.

Sur le zoom de l'Antarctique de l'Ouest (figure 4.1.15), l'expérience 1 a autorisé des fleuves de glace bien plus étendus que l'expérience 2 et remontant plus vers l'intérieur. Cela lui a permis de mieux accentuer les vallées et les crêtes. Mais l'impact de la méthode 1, sur la géométrie de la calotte n'est pas foncièrement différent de celui donné par l'expérience 2.

Dans le chapitre 3 (§3.2.5) nous avons caractérisé la relation entre la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface observée C_{ry} et la vitesse de bilan (V_{bilan}). Nous avons montré que la majeure partie des zones d'écoulement rapide tendent être dans les vallées de la surface (c.-à-d., $C_{ry} \leq 0$). Relation aussi visible dans les résultats du modèle sauf pour l'expérience 1 (figure 4.1.16.), où on observe d'importantes régions convexes avec des vitesses modélisées élevées (supérieures à 100m/an). L'existence de ces régions convexes est liée à la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle.

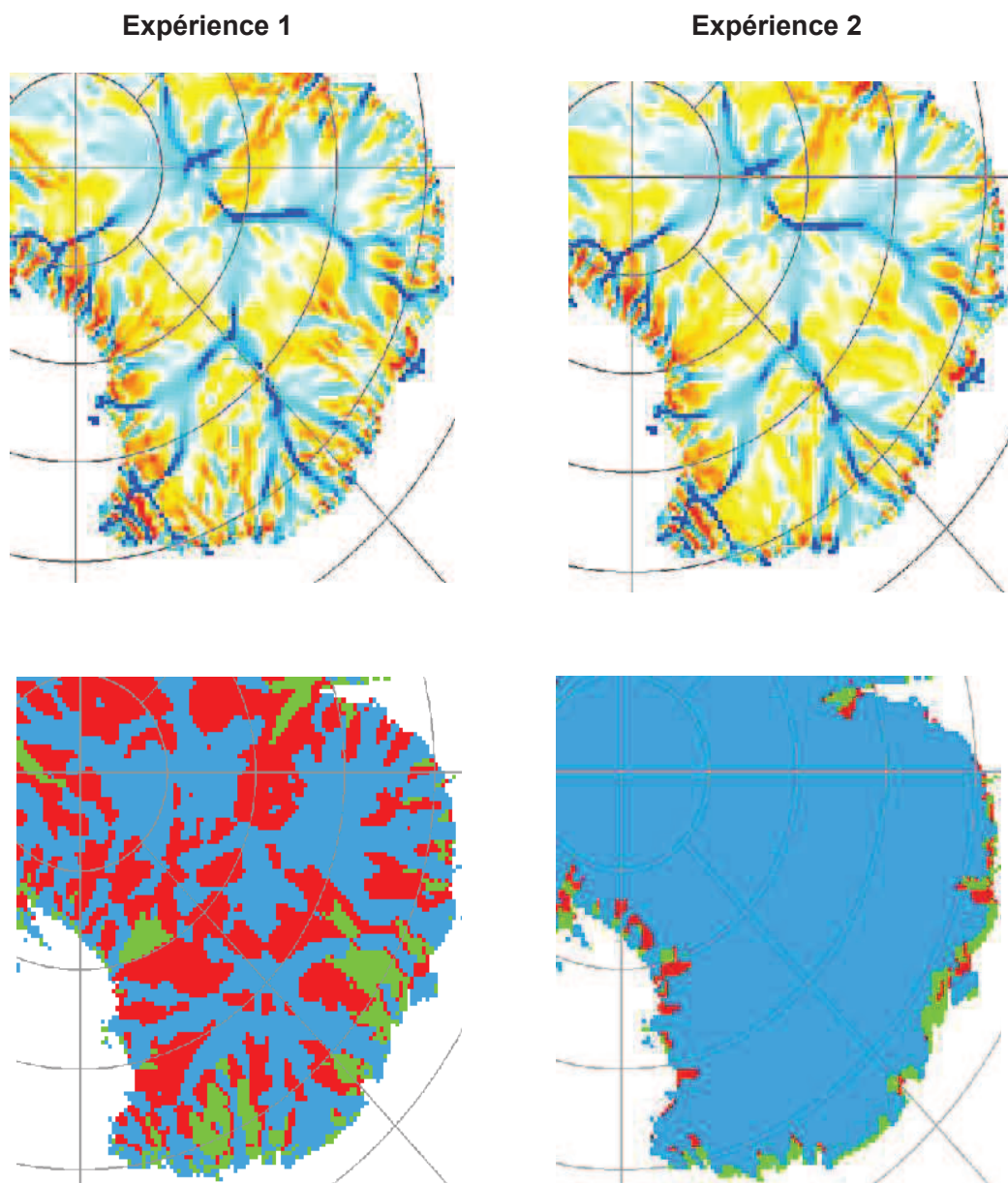


Figure 4.1.14. Zoom centré près dôme C : au-dessus : courbures perpendiculaires à la plus grande de la surface modélisée. En-dessous : localisation des fleuves autorisés et pas activés (en rouge) et fleuves autorisés et activés (en vert) pour les expériences 1 et 2, après 100 000 ans de simulation.

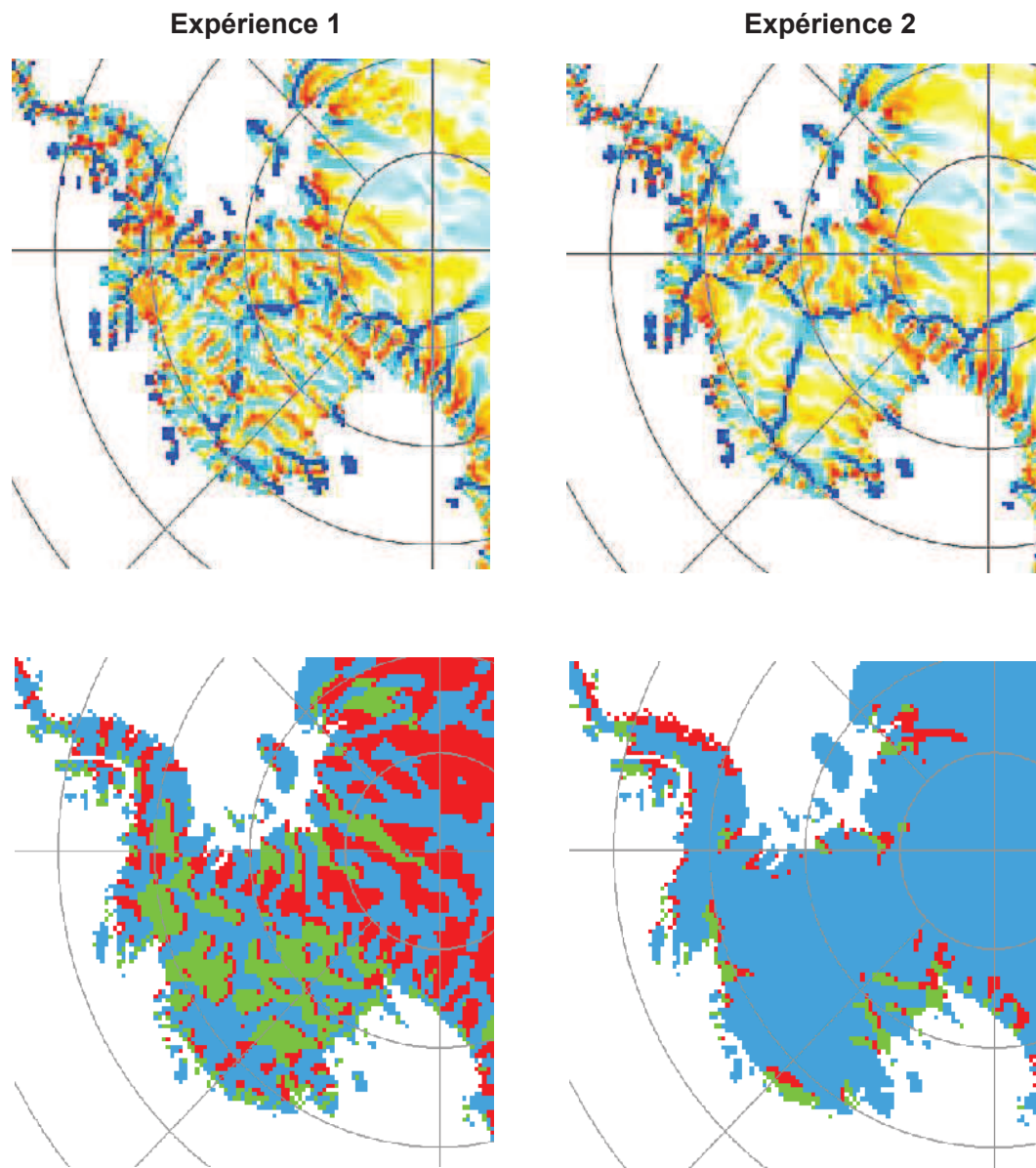


Figure 4.1.15. Zoom près l'Antarctique de l'Est : au-dessus : courbures perpendiculaires à la plus grande de la surface modélisée. En-dessous : localisation des fleuves autorisés et pas activés (en rouge) et fleuves autorisés et activés (en vert) pour les expériences 1 et 2.

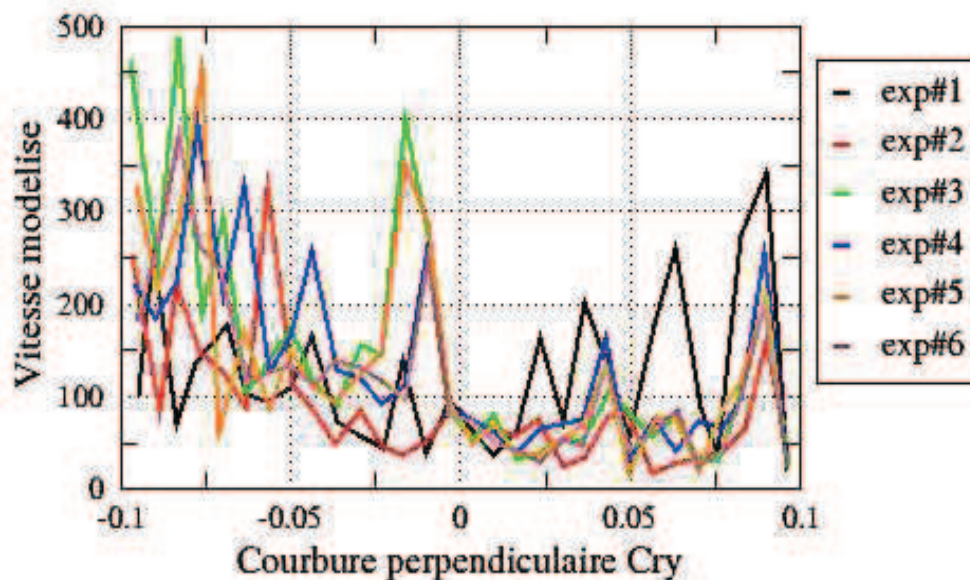


Figure 4.1.16. Distribution de la vitesse modélisée après 100 000 ans de simulation en fonction de la courbure perpendiculaire modélisée (C_{ry}) pour les 6 expériences. Ces distributions ont été calculées prenant en compte seulement les points posées de la calotte où l'épaisseur de la glace est connue.

4.1.10.4 Évolution du volume

Sachant que le volume de la calotte Antarctique va dépendre entre autres de la topographie de la surface, du socle rocheux et de la ligne d'échouage utilisé. On utilise la ligne d'échouage pour ne pas prendre en compte les plates-formes de glace flottante. Si l'on calcule le volume de la calotte avec la surface proposée par Rémy, la ligne d'échouage utilisée par le modèle GRISLI et le socle rocheux que nous avons compilé (Bedmap (2001) avec les corrections de Holt et al. (2006), voir chapitre 1), on obtient alors un volume d'environ 24.7 millions de km^3 , tandis que la valeur donnée par Huybrechts (2000) et Church et al (2001) est de 25.71 millions de km^3 , mais les cartes du socle que ces auteurs ont utilisé sont moins récentes que celle du Bedmap (2001) et en conséquence moins récentes que la carte du socle que nous avons utilisée, ce qui

explique la différence du volume.

La figure (4.1.17) illustre l'évolution du volume de la calotte Antarctique au cours de 100 000 ans de simulation pour les 6 méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Les résultats de nos expériences donnent un volume entre +4.5 % et +9.3 % supérieur au volume de référence du modèle GRISLI (c.-à-d., $24.7 \times 10^6 \text{ km}^3$). En plus, l'évolution du volume au cours du temps de simulation semble avoir un comportement similaire dans toutes les expériences. Le volume augmente significativement pendant les 30 premiers milliers d'années, puis celui-ci se stabilise.

L'expérience 2 est celle qui donne le plus grand volume de la calotte d'environ $27 \times 10^6 \text{ km}^3$, ce qui correspond à un 9.3 % au dessus du volume de référence. Bien que les fleuves de glace autorisés dans cette expérience sont très importants (7.22 %), les activés ne le sont pas (4.62 %). Le pourcentage des fleuves activés par le modèle dans cette expérience est parmi les plus basses par rapport aux autres expériences. Il semble que les fleuves de glace autorisés dans cette expérience n'arrivent pas très bien vers les bords du continent pour drainer bien la glace du continent.

Nous pouvons déjà remarquer que l'effet sur le volume n'est pas forcément lié à l'extension totale de fleuves autorisés dans le modèle ni ceux qui ont été activés par le modèle. Par exemple, l'expérience 1 a donnée un volume d'environ $26,4 \times 10^6 \text{ km}^3$. Un volume inférieur à celui donné par les expériences 2 et 5. Alors que cette expérience a autorisé et activé plus de fleuves que les autres deux expériences (47,97 % de la partie posée autorisée et 16.5 % de la partie posée activée par le modèle selon x). Cela veut dire que c'est non seulement la proportion mais aussi la localisation des fleuves activés qui va jouer un rôle important dans l'évolution du volume de la calotte au cours du temps.

L'expérience 4 est celle qui donne le meilleur accord avec le volume de référence. Cela peut être dû au fait que cette méthode a autorisé les fleuves de glace dans les zones où la vitesse observée et/ou la vitesse de bilan sont supérieures à 100 m/an. Cela donne à penser que la localisation des fleuves est plus cruciale dans les zones rapides.

Les expériences 3 et 6 ont donné aussi un volume respectivement proche au volume de référence, d'environ $26.2 \times 10^6 \text{ km}^3$ et $26 \times 10^6 \text{ km}^3$. Ces deux méthodes ont utilisé des combinaisons des critères pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle, combinant les critères : $C_{ry} \leq 0$ et $V_{bilan} \geq 100$. Ainsi les méthodes qui ont permis à GRISLI modéliser un volume plus proche au volume de référence ont utilisées des critères que combinant et tient en compte simultanément la vitesse observée et la vitesse de bilan.

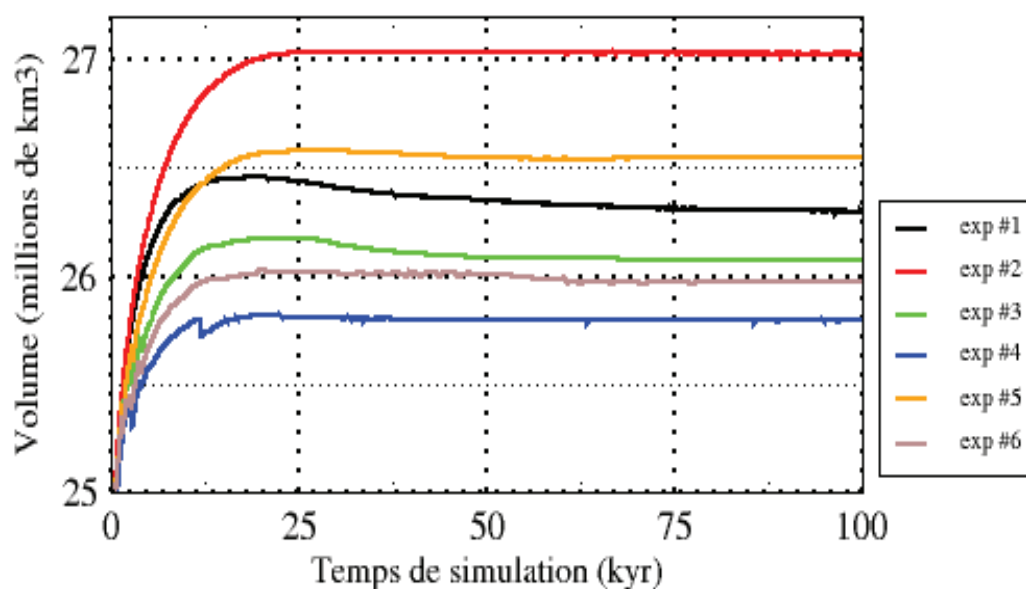


Figure 4.1.17. Évolution du volume de la calotte de glace Antarctique, au cours du temps de simulation (100 000 années) pour les 6 expériences. Les différentes couleurs représentant les méthodes utilisées pour définir les fleuves de glace (Noire = méthode 1, rouge = méthode 2, verte = méthode 3, bleu = méthode 4, orange = méthode 5 et marron = méthode 6).

Nous avons vu que le volume modélisé de la calotte Antarctique est très dépendant de la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace. Et que les méthodes basées sur des combinaisons des critères et qui tiennent compte de la vitesse de bilan permettent au modèle une meilleure reproduction du volume de référence. A cause des différentes dynamiques d'écoulement qui en résultent, la largeur, la taille et la

localisation de fleuves ont une incidence certaine sur la géométrie de la calotte modélisée.

Actuellement il n'y a pas beaucoup de modèles de glace 3D à grandes échelle, qui prennent en compte la dynamique de fleuves de glace. Et parmi ceux qui le font, la localisation de fleuves de glace n'a pas été systématiquement étudiée dans la modélisation des calottes. Dumas (2002) avait utilisé un critère basé sur un seuil dans la pression effective, mais ce critère produit seulement des fleuves de glace sur une étroite bande côtière (d'un pas de grille de largeur). Ensuite Peyaud (2006) a proposé une méthode basée sur un seuil sur la charge hydraulique. Mais la répartition et la géométrie de fleuves de glace obtenus en appliquant le critère de Peyaud a été encore loin de la réalité observée. Ritz C. (communication personnelle) dans la calotte de glace Antarctique et Bueler et al., (2009) dans une calotte de glace synthétique ont imposé les fleuves de glace dans les zones où les vitesses de bilan sont au-dessus d'un seuil, critère qui a été utilisé aussi pour notre étude (avec un seuil de 100 m/an).

Ce travail a analysé l'effet sur l'évolution de la calotte de glace Antarctique avec 6 méthodes différentes pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Ces méthodes ont utilisé des critères basés sur les caractéristiques physiques des fleuves. Par exemple, leur localisation précise. Ce qui est très important car les fleuves évacuent la plus grande partie de la glace de la calotte du centre vers les bords. Donc une mauvaise localisation peut faire gagner ou perdre de la masse à la calotte de façon non réaliste.

Modéliser de façon réaliste les fleuves de glace dans la calotte de glace Antarctique, implique l'utilisation d'un critère réaliste pour estimer leur localisation dans le modèle, et d'une méthode numérique stable qui permette la restitution de la dynamique des processus physiques propres au système antarctique. Sur ce dernier point, une contrainte numérique très forte est la résolution du modèle. En effet, au début de ma thèse, j'ai commencé à modéliser la calotte de glace Antarctique avec une résolution spatiale de 40km, et nous avons remarqué que cette résolution était trop grande pour modéliser de façon réaliste la dynamique de fleuves de glace. Nous avons ainsi passé le modèle de glace GRISLI à une plus fine résolution (25km), mais nous pensons qu'il faut encore descendre à une résolution plus fine pour mieux étudier la

dynamique de fleuves de glace, leur impact sur le niveau des mers et atteindre des résultats plus réalistes.

Afin d'améliorer la prise en compte de fleuves de glace dans le continent Antarctique, nous cherchons maintenant à paramétrer le coefficient de frottement basal dans ces zones, car il est déterminant pour les vitesses d'écoulement de la glace. L'étude de ce paramètre est faite dans la partie suivante de ce chapitre.

4.2 Étude de la sensibilité au coefficient de frottement basal

Dans cette partie du travail, nous étudions la sensibilité de la modélisation de la calotte de glace Antarctique vis-à-vis du frottement basal des fleuves de glace du continent.

4.2.1 Importance de cette étude

Les vitesses d'écoulement de fleuves de glace dans le modèle de glace GRISLI (modèle utilisé dans ce travail) sont données par le système d'équations elliptiques suivant (MacAyeal 1989) :

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left[2\bar{\eta} H \left(2 \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\bar{\eta} H \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \right] = \rho_i g H \frac{\partial S}{\partial x} - \tau_{bx} \\ \frac{\partial}{\partial y} \left[2\bar{\eta} H \left(2 \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_x}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[\bar{\eta} H \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) \right] = \rho_i g H \frac{\partial S}{\partial y} - \tau_{by} \end{cases} \quad (2.18)$$

Note : ce système d'équations a déjà été introduit et expliqué dans le chapitre 2. (§.2.7.4, eq. 2.18).

Nous voyons dans l'équation (2.18), que les vitesses d'écoulement des fleuves

de glace sont limitées par le frottement basal (τ_b). Ce frottement va dépendre des caractéristiques du socle : sédiment ou roche ainsi que de la température basale (pas de glissement si la base du glacier est froide) et de la pression d'eau à l'interface glace-socle. Dans le modèle de glace GRISLI, on utilise l'approche proposée par MacAyeal (1989), où le socle est un sédiment visqueux newtonien ce qui débouche sur une relation dans laquelle le frottement est proportionnel et de sens contraire à la vitesse de la glace $\tau_b = -\beta U_b$. Dans le modèle de glace PISM le socle est considéré comme un sédiment plastique (voir §2.2.7.4.1).

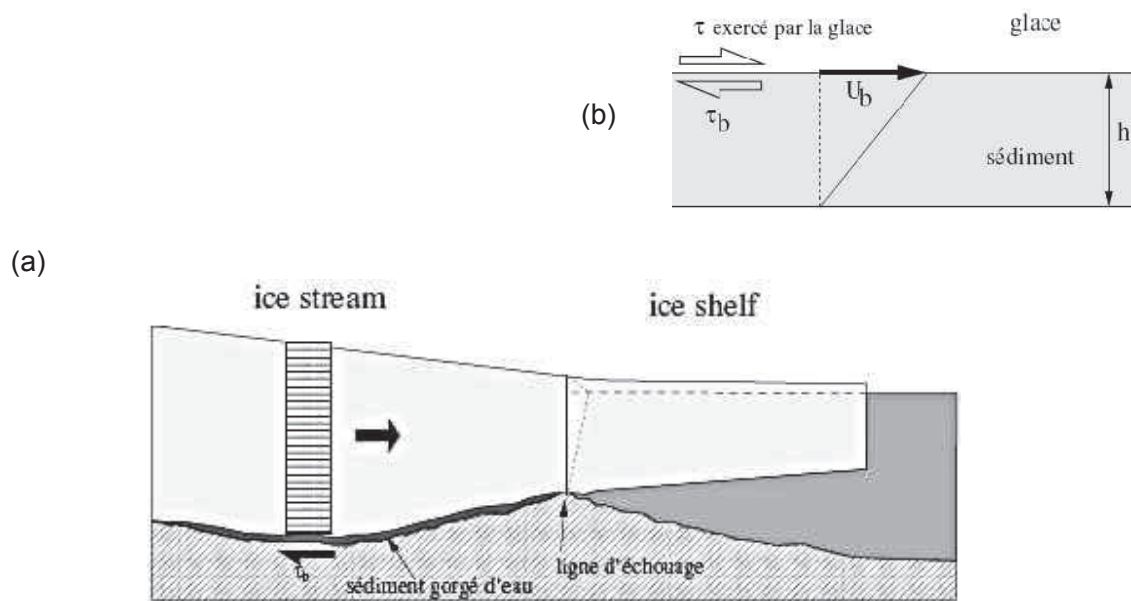


Figure 4.2.0. (a) Coupe schématique d'un fleuve de glace et d'une plate-forme de glace flottante. Dans le fleuve de glace (à gauche), la vitesse U est indépendante de la profondeur donc $U = U_b$ et le frottement basal (τ_b) est supposé proportionnel et de sens contraire à la vitesse de la glace. La ligne d'échouage sépare la partie flottante de la partie posée de la calotte. Dans la partie flottante, les vitesses sont calculées avec les mêmes équations que dans les fleuves de glace au frottement près (frottement basal nul). **(b)** Frottement basal dans le cas d'un sédiment visqueux. On suppose que la contrainte τ_b dans le sédiment est uniforme et égale à celle exercée par la glace (τ). La vitesse varie alors linéairement dans le sédiment. (Figure extraite de Dumas (2002)).

Le coefficient β est toujours positif et dans le modèle GRISLI a pour limite inférieure 10 Pa an/m. La valeur maximale va être ajustée et c'est l'objectif de ce travail.

Le coefficient β n'est pas bien connu pour plusieurs raisons : d'abord la difficulté d'acquérir des données sous plusieurs kilomètres de glace. De plus c'est une valeur qui varie d'un fleuve à l'autre et même pour les différents endroits d'un même fleuve. Dans le cadre de cette thèse, on a fait plusieurs simulations en prenant une valeur β très grande, ainsi le frottement devient très fort et ne permet donc pas le glissement de la glace, car il semble qu'il y a un seuil sur la valeur du β au dessus duquel il ne se passe rien. Pour autoriser une vitesse basale significative, β doit être inférieur à 1000 Pa an /m.

4.2.2 Définition des expériences

Pour cette étude, nous avons fait 12 expériences : les six premières expériences avec les différentes définitions de fleuves de glace (définitions faites dans la section antérieure (4.1.9)) et la valeur de β fixée à 1000 Pa an/m. Et les six autres expériences avec les différentes définitions de fleuves de glace et la valeur de β fixée à 100 Pa an/m ($\beta=100$).

Les 12 expériences partent d'un état d'équilibre (100 000 ans de simulation), la ligne d'échouage fixe, le coefficient d'enhancement *factor* est $E_{SLA}=4.5$ et $E_{SSA}=1$; le flux géothermique utilisé est celui-ci proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004) et la durée des simulations est de 100 000 ans (le tableau 4.2 récapitule les 12 expériences). Les fleuves de glace suivent les mêmes 6 définitions faites dans la section antérieure pour les autoriser dans le modèle (4.1.9). Le coefficient de frottement β constitue le paramètre à étudier.

L'objectif de cette étude n'est pas de trouver le coefficient β qui marche mieux pour le modèle de glace GRISLI mais plutôt : d'abord d'étudier l'influence du coefficient de frottement β dans l'écoulement de fleuves de glace et ensuite, faire une analyse de sensibilité de ce paramètre sur les différentes définitions pour autoriser les fleuves de

glace dans le modèle. Le tableau (4.2) récapitule les différentes expériences réalisées.

| Nombre des expériences | Méthode pour les fleuves | Coeff de frottement β | Enhancement factor E_{SLA} | Enhancement factor E_{SSA} | Carte de flux géothermique |
|------------------------|--------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------------------|
| Exp 1 | Méthode 1 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 2 | Méthode 2 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 3 | Méthode 3 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 4 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 5 | Méthode 5 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 6 | Méthode 6 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 7 | Méthode 1 | 100 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 8 | Méthode 2 | 100 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 9 | Méthode 3 | 100 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 10 | Méthode 4 | 100 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 11 | Méthode 5 | 100 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 12 | Méthode 6 | 100 | 4.5 | 1. | Shapiro |

Tableau 4.2. Récapitulatif des expériences réalisées pour l'étude de sensibilité du frottement basal.

4.2.3 Résultats et discussions des expériences de sensibilité au coefficient de frottement basal

4.2.3.1 Vitesses d'écoulement

Nous observons qu'après 100 ans de simulation, les différences entre les vitesses modélisées en fonction des différentes valeurs utilisées de β (100 et 1000 Pa an/m) ne sont pas physiquement significatives, car elles résultent du bruit numérique généré par le pas de temps ajustable. En effet, chaque pixel modifié entraîne une

séquence de pas de temps très légèrement différente produisant ainsi de légères variations de vitesses. Ce résultat ne semble pas surprenant, car à cette même échelle de 100 ans, les vitesses modélisées sont quasiment insensibles aux différentes méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace (§4.1). Afin d'observer des différences de vitesses due à l'apparition de fleuves de glaces, et puisque sur un intervalle de 100 ans, les variations observées ne sont pas significatives, on considère donc les résultats après 300 ans de simulation où les fleuves activés apparaissent et montrent des variations de vitesses importantes et interprétables.

Pour chaque méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace, la figure 4.2.1 illustre le rapport de la vitesse modélisée avec le coefficient β an/m par rapport à la vitesse modélisée avec le coefficient $\beta=1000$ Pa an/m. Étant donné que les vitesses avec $\beta=1000$ Pa an/m sont inférieures avec celles du $\beta=100$ Pa an/m, on s'attendrait normalement à observer des perturbations des vitesses négatives. Or on observe que pour toutes les méthodes, sauf pour la méthode 1, une paramétrisation de $\beta=100$ plutôt que $\beta=1000$ Pa an/m donne des vitesses plus importantes ($V_{m_{\beta=100}} > V_{m_{\beta=1000}}$). Le fait qu'il y ait aussi des perturbations positives (les vitesses avec $\beta=1000$ Pa an/m sont supérieures avec celles du $\beta=100$ Pa an/m) est lié aux équations de la conservation de la masse qui, en quelques années, peut modifier sensiblement la topographie de la surface.

Si le coefficient de frottement β pris est faible, cela ne signifie pas systématiquement que la vitesse modélisée avec cette valeur va être plus importante que la vitesse modélisée avec un β plus fort, comme on peut le voir dans la figure 4.2.1 où dans la méthode 1, on observe que les vitesses sont plus élevées avec un frottement fort qu'avec un frottement faible. Ceci suppose l'existence des rétroactions liées soit à la production de chaleur et à l'augmentation de la température basale, soit à des modifications de la géométrie de la calotte qui permettrait l'accélération du fleuve. On rappelle que dans le modèle, la relation entre le frottement basal et la vitesse dépend des propriétés de l'interface glace-socle (température, pression d'eau), ces propriétés étant elles-mêmes calculées en chaque point et à chaque pas de temps.

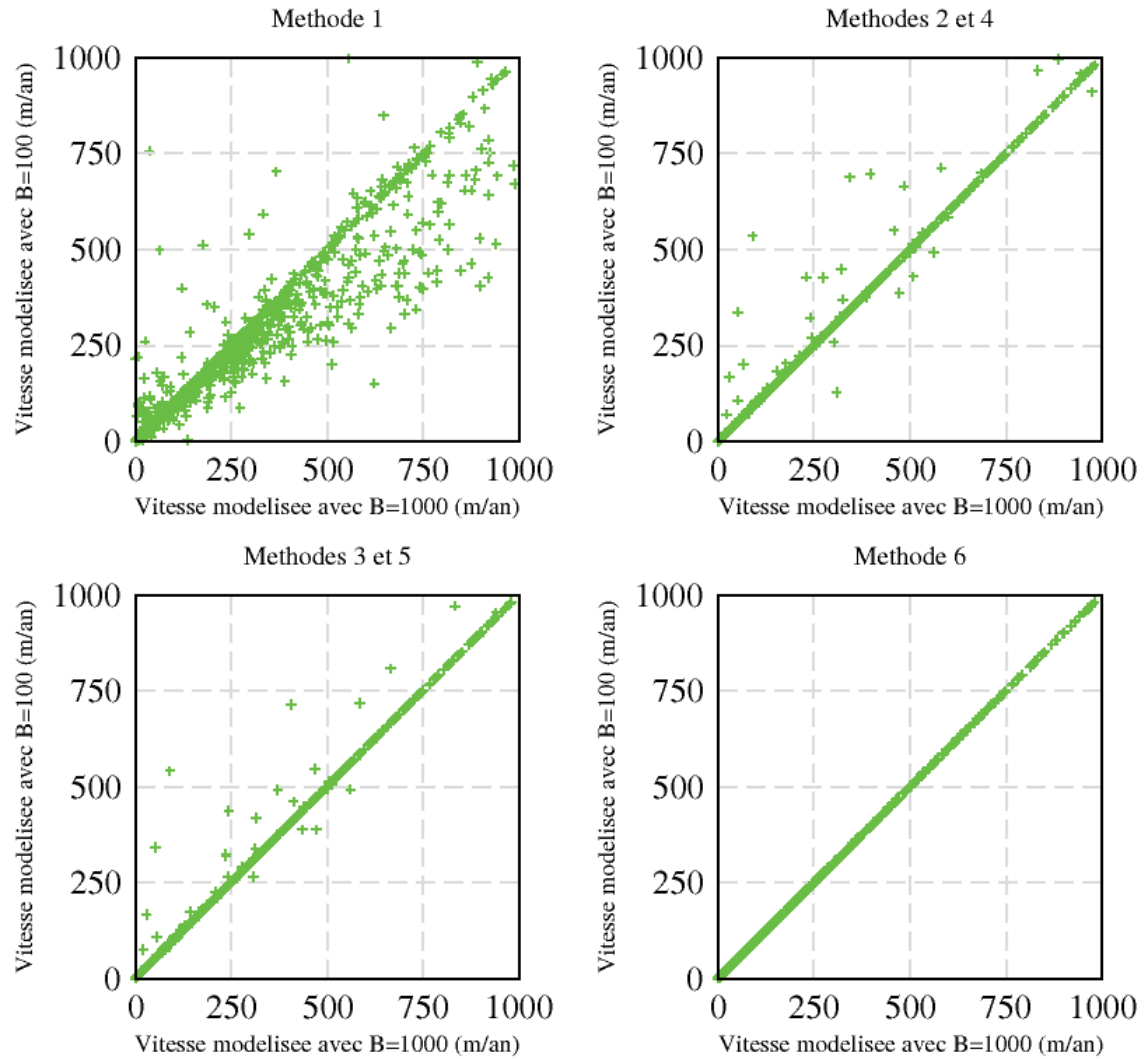


Figure 4.2.1. Rapport de la vitesse modélisée avec le coefficient $\beta=100$ Pa an/m par rapport à la vitesse modélisée avec le coefficient $\beta=1000$ Pa an/m, après 300 ans de simulation pour les 6 méthodes pour définir les fleuves de glace. (Axe x) vitesses modélisées avec $\beta=1000$ Pa an/m. (Axe y) vitesses modélisées avec $\beta=100$ Pa an/m.

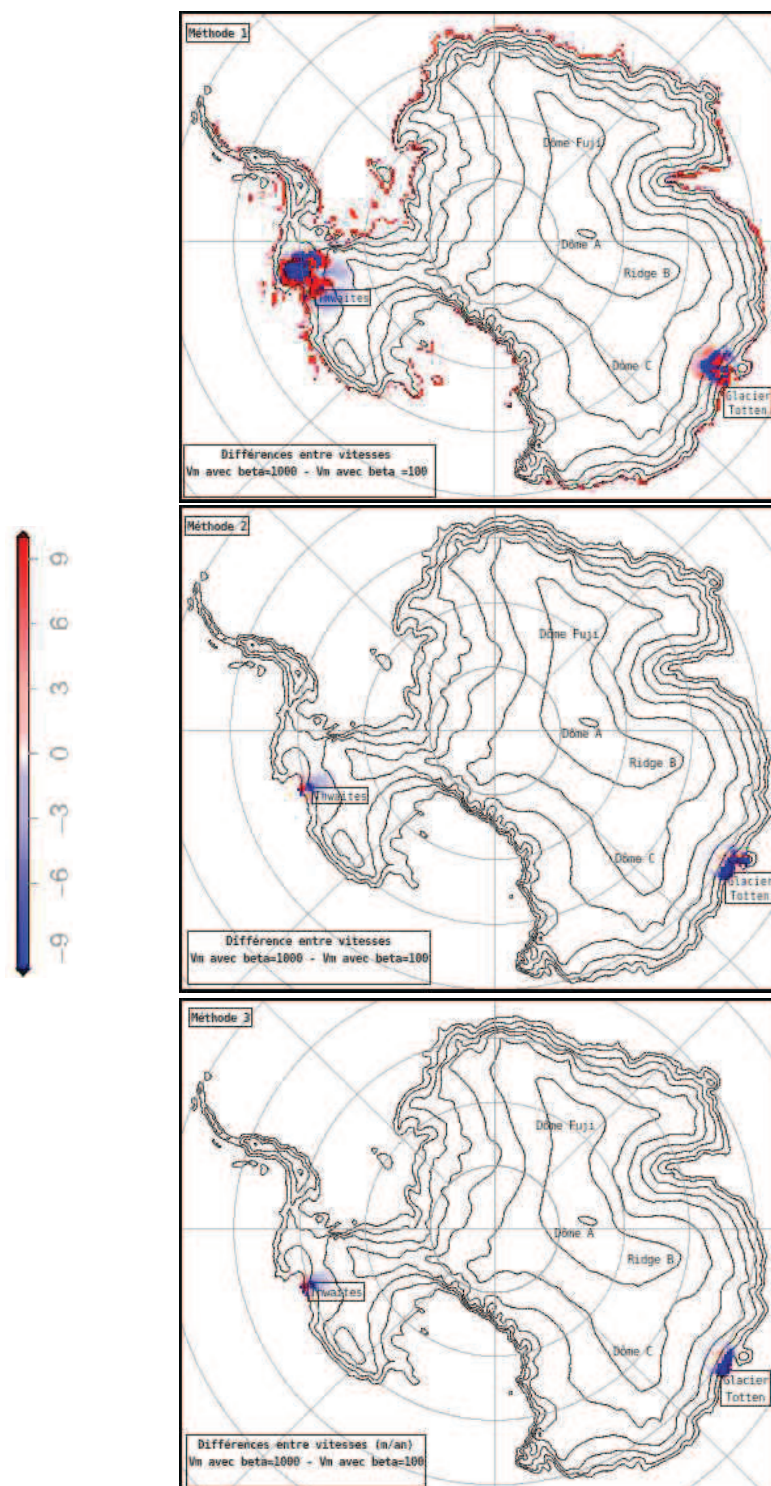


Figure 4.2.2. Différence entre les vitesses modélisées (m/an) avec $\beta=1000$ et $\beta=100$ Pa an/m, pour les méthodes 1, 2 et 3 utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle.

Après 300 ans de simulation, les méthodes 2 et 4 ainsi que les méthodes 3 et 5 ont activés les mêmes fleuves : près du glacier Totten (Antarctique de l'Est) et près du glacier Thwaites (Antarctique de l'Ouest). En conséquence, les vitesses modélisées avec la paramétrisation $\beta=100$ ou avec la paramétrisation $\beta=1000$ Pa an/m sont semblables pour les méthodes 2, 3 ainsi que pour les méthodes 4 et 5. Le fait qu'après 300 ans de simulation, les fleuves de glace activés par le modèle ne soient pas très significatifs avec la méthode 6 montre que les vitesses modélisées sont peu sensibles aux valeurs de β considérées. Ces résultats montrent que le coefficient a une influence sur les vitesses en fonction de la méthode utilisée pour autoriser les fleuves, principalement à cause du fait que les vitesses sont limitées par le frottement basal.

Le fait que les fleuves de glace activés par le modèle soient situés aux bords du glacier Totten et du Thwaites (voir localisation figure 4.2.2) engendre des différences importantes entre les vitesses modélisées en fonction des valeurs de β . On observe que les zones où les vitesses modélisées sont sensibles au β sont presque toutes identiques indépendamment des méthodes pour les activer, sauf pour la méthode 1. De même, les zones où les vitesses modélisées avec $\beta=100$ Pa an/m sont supérieures ou inférieures aux vitesses modélisées avec $\beta=1000$ Pa an/m sont sur les mêmes fleuves. Nous observons aussi que dans un même fleuve, la valeur de β peut influencer la vitesse de manière localisée. Par exemple, près du Thwaites ou du glacier Totten, on observe aussi bien des différences positives que négatives entre les vitesses modélisées avec $\beta=1000$ et $\beta=100$ Pa an/m. Cela est dû au fait que leur socle rocheux est en grande partie situé en-dessous du niveau de la mer et que le frottement basal dans la réalité va dépendre de la nature du socle (sédiment ou roche) ainsi que de la pression d'eau à l'interface glace-socle.

4.2.3.2 Topographie, pente et courbures de la surface modélisée

Maintenant, pour analyser la sensibilité spatiale de la calotte Antarctique aux paramétrisations du coefficient β , nous observons les différences spatiales de la surface, de la plus grande pente de la surface, de la courbure perpendiculaire à la plus grande pente (Cry) et de la vitesse modélisée. Pour l'analyse des cartes, nous nous

limitons ici aux expériences faites avec la méthode 1 pour autoriser les fleuves dans le modèle (figure 4.2.3. expériences 1 et 7).

Nous observons qu'après 100 000 ans de simulation, la sensibilité de l'altitude de la surface aux valeurs de β , est visible dans l'ensemble du continent. Le choix du coefficient $\beta=100$ plutôt que 1000 Pa an/m a fait que la topographie de la surface perd de la hauteur partout dans le continent et dans quelques régions plus que dans d'autres, par exemple : dans l'Antarctique de l'Ouest, où la surface a perdu entre 300 et 400 mètres de hauteur. Et en Antarctique de l'Est, vers Concordia, dôme C, où la surface a diminué entre 300 et 600 mètres de hauteur ainsi que vers dôme Fuji, où la surface a diminué entre 30 et 60 mètres. On observe que ces paramétrisations de β vont avoir un plus fort impact dans une zone que dans une autre. Et en plus, les zones de grand impact coïncident avec les zones connues pour avoir un socle rocheux en-dessous du niveau de la mer.

Dans la figure 4.2.3 (en haut à gauche) on observe la différence de hauteur entre la topographie de l'expérience 1 et de l'expérience 7. Près Dôme Argus, Fuji, Terre Maud, Enderby et Princesse Elizabeth, on observe que la surface de l'expérience 1 est 100 mètres au dessus de celle de l'expérience 7. Différence de hauteur qui devient encore plus importante (entre 200 et 500 mètres au dessus de l'expérience 7) vers le Siple Coast, Pine Island et Thwaites (Antarctique de l'Ouest) et vers Terre Oates, George, Wilkes, glacier Byrd, glacier Lambert, glacier Recovery (Antarctique de l'Est). Dans la figure 4.2.3 en haut à droite, nous avons les différences des cartes de la plus grande pente de la surface et en bas à gauche, les différences des cartes de la courbure Cry , entre l'expérience 1 et 7. Le but des cartes est de montrer l'impact spatial de la variation du coefficient de frottement β en utilisant une même méthode pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle et d'essayer de comprendre les processus en jeu. On observe spatialement que les crêtes ont été déplacées dans les expériences. Par exemple, les crêtes dans l'Antarctique de l'Est, qui partent du dôme C, Ridge B et dôme Fuji vers les côtes du continent. On observe aussi que les courbures en creux au niveau des fleuves de glace sont plus creusées avec un faible β . Cela montre l'effet de la paramétrisation du coefficient de frottement basal β sur les structures de la topographie de la surface.

Différence entre les expériences 1 et 7 : $(\beta=1000)-(\beta=100)$ Pa an/m

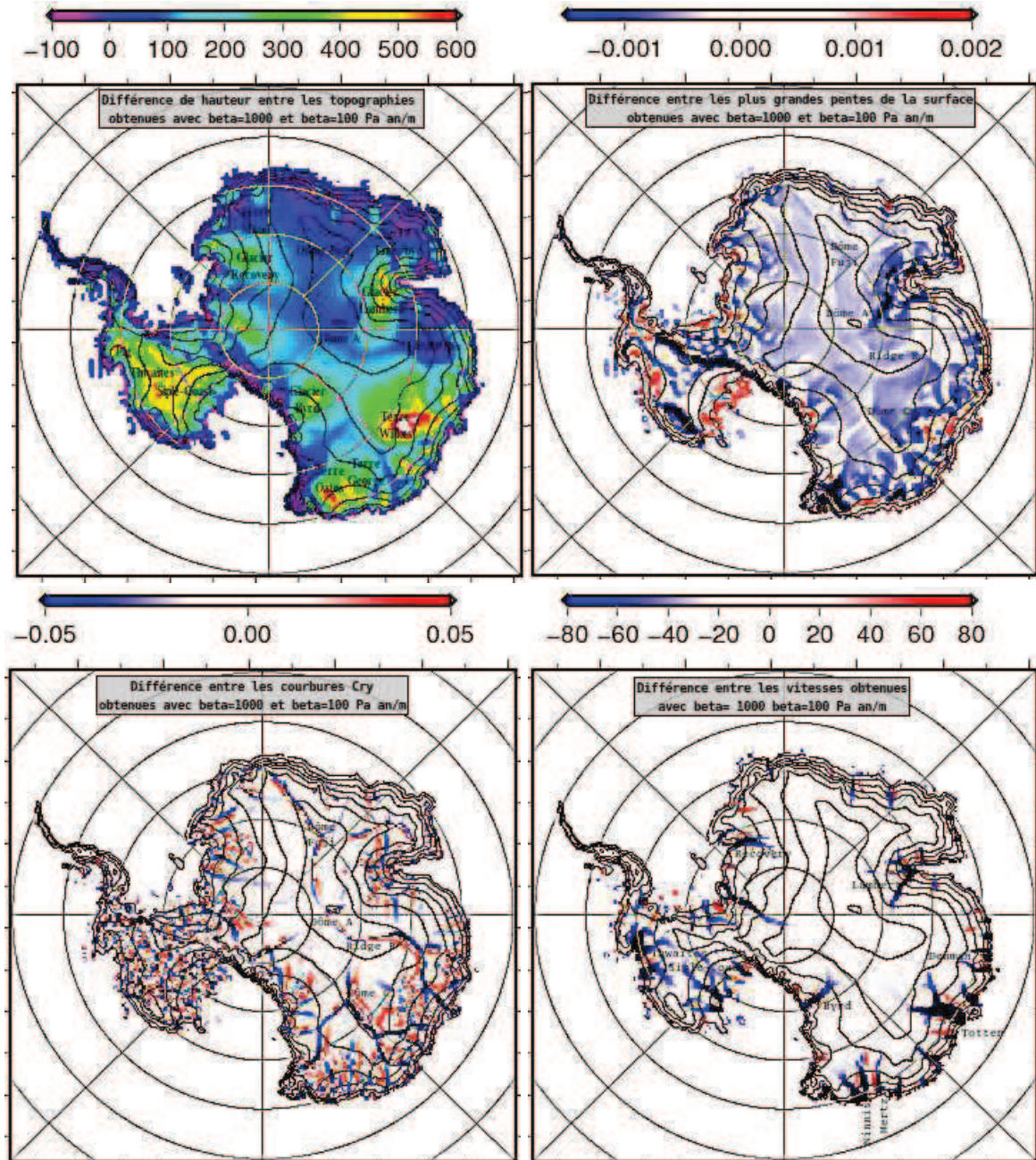


Figure 4.2.3. (en haut à gauche) différence entre les surfaces modélisées (m), (en haut à droite) différence entre la plus grande pente des surfaces modélisées, (en bas à gauche), différence entre les courbures perpendiculaires à la plus grande pente de la surface modélisée, (en bas à droite) différence entre les vitesses modélisées (m/an) à 100 000 ans, pour les expériences 1 et 7 (exp1 – exp7).

Ensuite dans la figure 4.2.3 en bas à droite, nous voyons spatialement que les vitesses avec $\beta=100$ Pa an/m vont plus vite que les vitesses avec $\beta=1000$ Pa an/m, et que le plus grand impact dans les vitesses tend à être localisé près les zones connues convergentes (i.e., près le glacier Lambert, Denman, Totten, Mertz, Ninnis, Byrd, Siple Coast, Thwaites, Pine Island, Recovery, etc). Cela est dû au fait que les vitesses rapides sont plus concentrées dans les fleuves quand β est faible, ou c'est peut-être aussi que ces zones ont une base tempérée et les fleuves sont donc actifs. Dans le cas contraire, lorsque la température basale est négative (c.-à-d., intérieur du continent) la glace est collée au socle, il n'y a pas de glissement, et la valeur de β n'a aucun effet.

La figure (4.2.4) montre la sensibilité au coefficient de frottement basal β de la distribution moyenne de l'écart de hauteur de la surface Antarctique. La distribution de l'écart de hauteur est calculée pour les 12 expériences entre la surface modélisée et la surface observée (par exemple, surface modélisée – surface observée).

La méthode 1 utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle a donnée la plus grande différence entre l'écart de hauteur pour les deux valeurs de β étudiées. On observe que l'écart obtenu entre $\beta=1000$ Pa an /m et $\beta=100$ Pa an /m (expériences 1 et 7 respectivement) peut atteindre jusqu'à 200 mètres de différence (à 3100 mètres d'altitude). Les différences ne dépassent pas les 100 mètres avec les autres méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Cela peut être expliqué par le fait que la méthode 1 a autorisé et activé les fleuves de glace bien plus que les autres méthodes dans le modèle (voir §4.1), ce qui explique pourquoi la valeur de β dans le modèle aura un plus grand impact dans la surface modélisée avec la méthode 1.

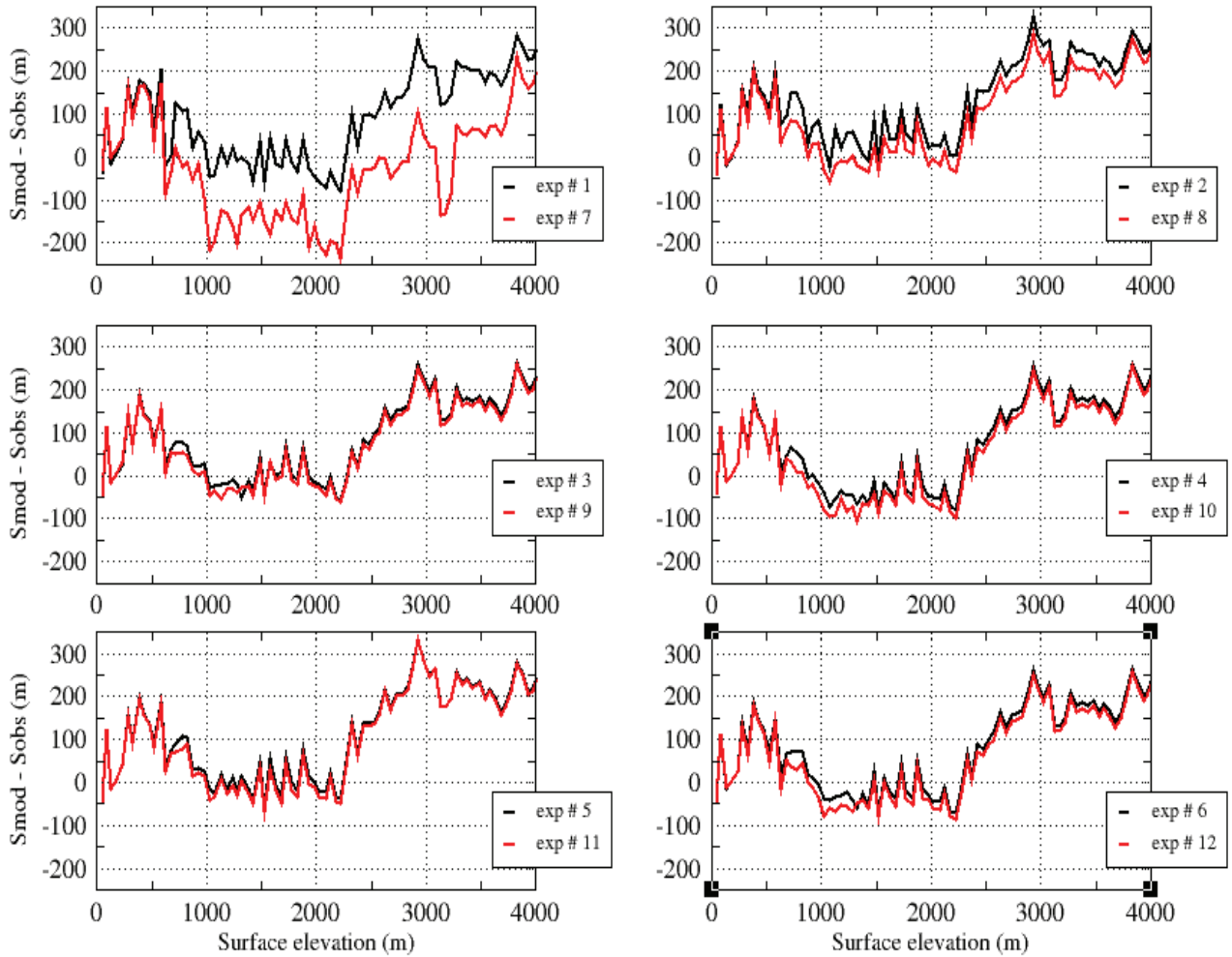


Figure 4.2.4. Distribution moyenne de l'écart de l'altitude de surface Antarctique (surface modélisée – surface observée) en fonction de la hauteur de la surface pour les 12 expériences (tableau 4.2). Ces distributions ont été calculées en prenant uniquement en compte les points posés pour lesquels l'épaisseur de la glace est connue. Les distributions ont été calculées avec les résultats du modèle GRISLI à 25 km de résolution, avec des surfaces d'altitude de frontières 0, 50, 100, ... , 5000 mètres. Les courbes en noir sont les expériences avec le coefficient de frottement basal $\beta=1000$ Pa an/m et en rouge avec le coefficient de frottement basal $\beta=100$ Pa an/m.

L'influence du coefficient de frottement semble dépendre fortement de la quantité de fleuves de glace autorisés et activés dans le modèle. Car par exemple, avec la méthode 1 : l'expérience 1 ($\beta = 1000$ Pa an /m) donne une surface moyenne d'environ 802 m, ce qui constitue un écart de 22 % de la surface observée. Et l'expérience 7 ($\beta = 100$ Pa an /m) donne une surface moyenne d'environ 709 m. Ce qui constitue un écart de 8 % de la surface observée, et ce qui fait une différence de 14 % dans les écarts avec la surface moyenne observée selon les différentes valeurs de β utilisées. Le même calcul a été appliqué aux expériences de la méthode 6. Expériences qui ont donné 3 % d'erreur selon la valeur de β (écart 17 % pour $\beta = 1000$ Pa an/m et 14 % pour $\beta = 100$ Pa an/m).

Les différences de l'écart d'altitude de surface entre les méthodes peuvent être attendues dans le modèle, car les méthodes qui autorisent et activent de grands et larges fleuves de glace auront une plus grande sensibilité aux variations du coefficient de frottement dans la dynamique d'écoulement de la glace. D'un autre côté, il semble qu'il y a un seuil sur la valeur du coefficient de frottement β au dessus duquel la valeur de β , n'a plus d'impact car le frottement est suffisamment fort pour empêcher le glissement basal. Il est par conséquent très important de développer et d'utiliser une méthode capable de bien localiser les fleuves de glace dans le continent.

4.2.3.3 Évolution du Volume

La figure (4.2.5) montre l'évolution du volume modélisé de la calotte sur 100 000 ans pour les 12 expériences résumées dans le tableau (4.2). Le volume obtenu avec le coefficient $\beta = 1000$ Pa an/m et celui obtenu avec le coefficient $\beta = 100$ Pa an/m sont représentés par une ligne noire et une ligne rouge respectivement.

Une tendance se dégage des résultats après 100 000 ans de simulation, la calotte de glace perd plus de volume dans les expériences qui utilisent une paramétrisation de $\beta = 100$ Pa an/m. En effet, plus la valeur de β est basse, plus faible est le frottement à la base de la calotte, ce qui favorise l'écoulement de la glace, ainsi que la perte de masse et de volume par drainage.

Les expériences conduisent à un volume final variant de -2.8 % et +9.3 % par rapport au volume de référence du modèle GRISLI (c.-à-d., $24.7 \times 10^6 \text{ km}^3$). L'expérience 2 est celle pour qui le plus grand volume de glace est simulé, $27 \times 10^6 \text{ km}^3$, ce qui correspond à une augmentation de 9.3 % par rapport au volume de référence (voir §4.1.10.4). Au contraire, la plus petite calotte simulée est obtenue dans l'expérience 7, $24 \times 10^6 \text{ km}^3$, correspondante à une réduction de 2.8 % par rapport au volume de référence. Le pourcentage de fleuves activés par le modèle dans l'expérience 2 est parmi les plus bas par rapport aux autres expériences. Il semble que les fleuves de glace autorisés dans cette expérience n'arrivent pas très bien vers les bords du continent pour drainer bien la glace du continent. Les meilleurs résultats sont obtenus dans l'expérience 7 qui combine deux aspects importants pour le modèle: une valeur basse de β et une méthode qui autorise et active les fleuves de glace bien plus qu'avec les autres méthodes. Il y a donc dans cette expérience une importante quantité de fleuves activés qui ont un faible frottement basal. L'écoulement de la glace du continent vers les bords a donc été particulièrement favorisé, permettant ainsi à la calotte une perte de masse et de volume raisonnables par rapport au volume initial de référence.

Les expériences 7, 10 et 12 sont celles qui sont en meilleur accord avec le volume de référence, avec un volume de $23.9 \times 10^6 \text{ km}^3$, $25.5 \times 10^6 \text{ km}^3$ et $25.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ respectivement. Es bons résultats sont dûs aux combinaisons favorables de la méthode pour autoriser les fleuves de glace et de la paramétrisation de β . Car ces 3 expériences ont utilisé une valeur basse de β et ont activé bien plus les fleuves que les autres expériences (16.5 %, 6.5 % et 5.6 % des fleuves de glace activés par le modèle selon x). L'expérience 7 se détache des autres par l'évolution différente de son volume de glace au cours du temps: le volume augmente pendant les 5 premiers milliers d'années puis, il diminue significativement, et se stabilise finalement après 50 000 ans de simulation. Ces résultats montrent que le volume de la calotte est contrôlé par la combinaison entre l'extension totale des fleuves autorisés et la paramétrisation de β .

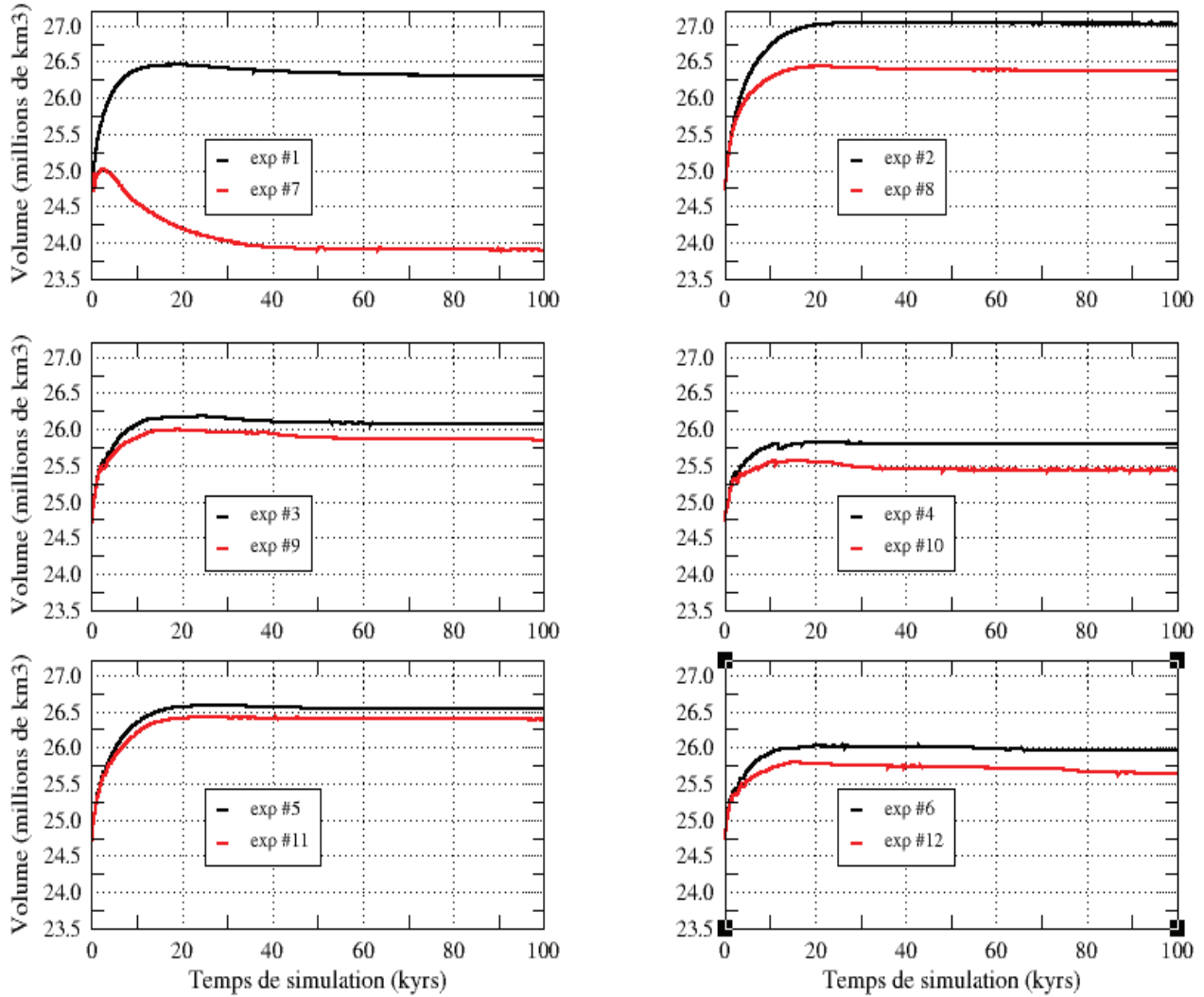


Figure 4.2.5. Évolution du volume de la calotte de glace Antarctique au cours des 100 000 ans de simulation dans les 12 expériences. Les courbes en noir représentent les expériences avec le coefficient de frottement basal $\beta = 1000 \text{ Pa an/m}$ et en rouge avec le coefficient de frottement basal $\beta = 100 \text{ Pa an/m}$.

4.2.4 Conclusion intermédiaire

Le coefficient de frottement basal β est un paramètre à ajuster dans les modèles de glace à grandes échelles comme par exemple GRISLI. Modèles qui prennent en compte la dynamique des écoulements de fleuves de glace avec les équations elliptiques proposées par MacAyeal (1989). Ce paramètre β va jouer sur l'intensité du frottement qui se crée au contact de la glace avec le socle et qui s'oppose au glissement de la glace. Nous avons constaté que la valeur du coefficient β dans le modèle de glace GRISLI doit être inférieur à 1000 Pa an/m, car il semble avoir un seuil au dessus duquel il ne se passe rien.

Nous avons étudié la sensibilité de la calotte Antarctique à la variation de frottement basal en utilisant deux valeurs du coefficient de frottement basal β (100 et 1000 Pa an/m). Nous avons noté que avec une faible valeur de β , le frottement basal devient faible, le glissement de la glace augmente ainsi que la perte de la masse par drainage. Cela donne lieu à des altitudes de surface plus basses, calottes plus fines et un moindre volume de glace. Avec une grande valeur de β , le frottement basal devient plus important, ce qui a pour conséquence d'empêcher l'écoulement de la glace, d'accumuler de la masse et donc d'accroître le volume de la calotte. Néanmoins, si le coefficient de frottement β est faible, cela ne signifie pas systématiquement que la vitesse modélisée avec cette valeur va être plus importante que la vitesse modélisée avec un β plus fort. La figure 4.2.1 montre que en utilisant la méthode 1, on observe des vitesses plus élevées avec un frottement fort qu'avec un frottement faible. Ceci suppose l'existence des rétroactions liées soit à la production de chaleur et à l'augmentation de la température à la base, soit à des modifications de la géométrie de la calotte qui permettrait l'accélération du fleuve.

Nos résultats ont montré également qu'après 100 000 ans de simulation, la sensibilité des structures de la topographie de la surface (l'altitude de la surface, la plus grande pente de la surface et la courbure Cry) aux valeurs de β , est visible sur l'ensemble du continent. Par exemple, le choix du coefficient $\beta=100$ plutôt que 1000 Pa an/m implique une diminution générale de l'altitude de surface (diminution plus importante dans quelques régions plus que dans d'autres), le déplacement des crêtes,

ainsi qu'une amplification des courbures en creux au niveau des fleuves de glace.

Les expériences 7, 10 et 12 sont celles qui sont en meilleur accord avec le volume de référence du GRISLI ($24.7 \times 10^6 \text{ km}^3$), avec un volume de $23.9 \times 10^6 \text{ km}^3$, $25.5 \times 10^6 \text{ km}^3$ et $25.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ respectivement. Ces bons résultats sont dus aux combinaisons favorables de la méthode pour autoriser les fleuves de glace et de la paramétrisation de β . Nous avons également mis en évidence avec les expériences 7, 10 et 12 que le volume de la calotte est contrôlé par la combinaison entre l'extension totale de fleuves autorisés et aux paramétrisations de β . Il faut aussi considérer que la valeur du coefficient β va avoir des conséquences différentes pour la calotte de glace selon la méthode utilisée pour autoriser les localisations de fleuves de glace dans le modèle. En effet, les méthodes qui autorisent et activent de grands et larges fleuves de glace (par exemple, la méthode 1) auront une plus grande sensibilité aux variations du coefficient de frottement dans la dynamique d'écoulement de la glace.

En conclusion, la meilleure paramétrisation de β dépend de la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Une mauvaise localisation de fleuves de glace peut impliquer une erreur dans la paramétrisation de β , et par conséquent des vitesses d'écoulement dans des zones différentes de celles observées, menant à d'importantes modifications dans la géométrie de la calotte (par exemple, le volume de la calotte Antarctique).

L'étude de sensibilité du couplage entre la paramétrisation de β et les méthodes utilisée pour autoriser les fleuves de glace peut être très importante pour les évolutions transitoires, car elle nous permet de quantifier les résultats obtenus et d'évaluer les méthodes et/ou les paramétrisations utilisées.

Le glissement de la glace n'explique pas tout le mouvement de la calotte Antarctique car nous savons que l'écoulement de la glace est en réalité le résultat à la fois du glissement de la glace sur son lit rocheux et de la déformation de la glace, laquelle dépend entre autres du temps, de la température de la glace, de la micro-structure et de l'orientation des cristaux. Dans la suite nous étudierons les paramètres qui interviennent dans la déformation de la glace Antarctique.

4.3 Étude de la sensibilité d'enhancement factor

Dans cette partie de la thèse, nous faisons une étude de sensibilité du modèle d'évolution de l'ensemble de la calotte de glace Antarctique aux valeurs de l'*enhancement factor*.

4.3.1 Importance de cette étude

Pour reproduire des caractéristiques réalistes de la calotte de glace Antarctique, les modèles à grande échelle, comme GRISLI, ont adapté empiriquement la loi de rhéologie de la glace (Ma Ying et al. 2010). Cette correction se fait en introduisant un coefficient appelé *enhancement factor* (E) qui modifie proportionnellement la loi de Glen dans les trois différentes parties de la calotte (posée, flottante et fleuves) et permet aux modèles d'obtenir des résultats plus réalistes.

$$\text{La loi de Glen est ainsi modifiée : } 2 \dot{\epsilon}_{ij} = E B_{ATo} \tau^{n-1} \tau_{ij} \quad (2.9)$$

Note : cette équation a déjà été introduite et expliquée dans mon chapitre 2. (§.2.2.6, eq. 2.9).

En général l'*enhancement factor* est entre 3 et 5, et a donc été introduit dans les modèles de calotte et justifié par le fait qu'il prenait implicitement en compte l'effet de l'anisotropie et des impuretés.

Ma Ying et al. (2010) ont proposé que l'*enhancement factor* dans la partie posée E_{SIA} et dans la partie flottante E_{SSA} de la calotte Antarctique soient différents l'un de l'autre, avec des valeurs comprises entre 3.5 à 5.6 pour la glace posée, et entre 0.52 et 0.79 pour la glace flottante et les fleuves de glace. Cette différence est justifiée par le fait que (à l'inverse de la SIA) les contraintes en jeu dans la SSA sont les contraintes longitudinales, et que la déformation est alors défavorisée par l'anisotropie typique trouvée dans les calottes (axes C verticaux). Dans cette partie du travail, nous nous concentrons sur l'étude de sensibilité aux valeurs de l'*enhancement factor* SIA et SSA

dans la calotte de glace Antarctique, afin de choisir les valeurs les mieux adaptées pour ces paramètres. De cette façon nous obtiendrons des résultats plus réalistes et des améliorations dans les modélisations du drainage de la glace.

4.3.2 Définition des expériences

| Nombre des expériences | Méthode pour les fleuves | Coeff de frottement β | Enhancement Factor E_{SIA} | Enhancement Factor E_{SSA} | Carte de flux géothermique |
|------------------------|--------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------------------|
| Exp 1 | Méthode 1 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 2 | Méthode 2 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 3 | Méthode 3 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 4 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 5 | Méthode 5 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 6 | Méthode 6 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 13 | Méthode 1 | 1000 | 3. | 1. | Shapiro |
| Exp 14 | Méthode 2 | 1000 | 3. | 1. | Shapiro |
| Exp 15 | Méthode 3 | 1000 | 3. | 1. | Shapiro |
| Exp 16 | Méthode 4 | 1000 | 3. | 1. | Shapiro |
| Exp 17 | Méthode 5 | 1000 | 3. | 1. | Shapiro |
| Exp 18 | Méthode 6 | 1000 | 3. | 1. | Shapiro |
| Exp 19 | Méthode 1 | 1000 | 4.5 | 0.66 | Shapiro |
| Exp 20 | Méthode 2 | 1000 | 4.5 | 0.66 | Shapiro |
| Exp 21 | Méthode 3 | 1000 | 4.5 | 0.66 | Shapiro |
| Exp 22 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 0.66 | Shapiro |
| Exp 23 | Méthode 5 | 1000 | 4.5 | 0.66 | Shapiro |
| Exp 24 | Méthode 6 | 1000 | 4.5 | 0.66 | Shapiro |

Tableau 4.3. Valeurs prises par les paramètres dans les expériences réalisées pour l'étude de sensibilité d'enhancement factor E_{SIA} et E_{SSA}

Les expériences partent d'un état d'équilibre (100 000 ans de simulation pour obtenir l'état d'équilibre). La ligne d'échouage est fixe, le coefficient de frottement est fixé

à $\beta=1000$ Pa an/m ; le flux géothermique utilisé est celui proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004) et la durée des simulations est de 100 000 ans. Les fleuves de glace autorisés dans le modèle sont les 6 mêmes définitions que celles exposées dans la section (§4.1.9). Enfin, la valeur de *l'enhancement factor* qui agit sur la vitesse d'écoulement de la glace (Stone et al., 2010) est le paramètre dont nous allons étudier ici.

Pour cette étude, nous avons fait 18 expériences : 6 expériences avec les différentes méthodes pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle (méthodes exposées dans la section (§4.1.9)) et la valeur d'enhancement *factor* fixée à $E_{SLA}=4.5$ et $E_{SSA}=1$. Dans les 6 autres expériences *l'enhancement factor* E_{SLA} vaut 3 et les 6 dernières expériences *l'enhancement factor* E_{SLA} vaut 4.5 et E_{SSA} vaut 0.66 sur l'ensemble de la calotte Antarctique. Le tableau (4.3) récapitule les valeurs de tous les paramètres pour chacune des 12 expériences.

4.3.3 Résultats et discussions des expériences de la sensibilité d'enhancement factor

4.3.3.1 Vitesses d'écoulement

La sensibilité du modèle aux variations de *l'enhancement factor* E_{SLA} et E_{SSA} dans la modélisation de la calotte Antarctique sera examinée à partir des 18 expériences. Expériences qui sont résumées dans le tableau (4.3).

La dépendance des vitesses modélisées sur la valeur de *l'enhancement factor* est très forte. La figure (4.3.1) montre le rapport des vitesses modélisées de chaque expérience par rapport à celui ($E_{SLA}=4.5, E_{SSA}=1$) après 100 ans de simulation pour une des méthodes d'activation des fleuves de glace. En effet, quelle que soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle, les vitesses modélisées avec $E_{SLA}=4.5, E_{SSA}=1$ sont plus élevées que celles obtenues avec $E_{SLA}=3, E_{SSA}=1$. En noir, on montre le rapport entre $E_{SLA}=3, E_{SSA}=1$ et $E_{SLA}=4.5, E_{SSA}=1$ et en vert, le

rapport entre $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=0.66$ et $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1$. Les vitesses d'écoulement modélisées avec $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=0.66$ et $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1$ (vitesses inférieures à 100 m/an) sont identiques (superposées sur la figure) et une légère différence seulement est observée pour les vitesses plus élevées, car les fleuves de glace à ce moment de la simulation (100 ans) ne sont pas encore assez bien activés pour que ces paramétrisations influent sur l'augmentation ou diminution de la viscosité de la glace et donc sur les vitesses d'écoulement.

Une variation significative du rapport de vitesses est observée seulement pour les vitesses d'écoulement plus rapides (vert), pour lesquels effectivement avec $E_{SSA}=0.66$, la glace des fleuves est plus rigide et les vitesses sont un peu plus lentes. En bleu, c'est juste la verte multipliée par $3/(4.5)$. S'il n'y avait que du E_{SIA} dans les expériences, le noir devrait être superposée à la bleue mais comme il y a du E_{SSA} , on voit que la composante E_{SSA} surtout visible à grandes vitesses tend vers la même pente que dans le cas vert. Le taux d'extension horizontale doit être le même mais comme ça part de vitesses plus lentes (celles en amont des fleuves qui sont gérées par la SIA), la courbe est située en-dessous.

L'introduction d'un enhancement factor dans les modèles de calotte de glace a été justifié par le fait, qu'il prenait implicitement en compte l'effet de l'anisotropie et des impuretés de la glace (Huybrechts (1990), Ritz et al. (1997), Greve (2005)). Les valeurs d'enhancement factor E_{SIA} et E_{SSA} que nous avons utilisé dans nos expériences pour la partie de la calotte posée et pour les fleuves de glace sont en accord avec les valeurs prises par différents auteurs (par exemple, Huybrechts (1990), Ritz et al., (1997), Greve (2005), Saito et Abe-Ouchi (2010), Robinson et al. (2010), Ma Ying et al (2010)). L'explication de prendre deux valeurs différentes d'enhancement factor, une pour la partie posée et l'autre pour les fleuves de glace est motivée par le fait que la fabrique des cristaux de glace mesurée dans les calottes polaires tend à favoriser la déformation des cristaux de glace en cisaillement dans un plan vertical. Ce mode de déformation est prédominant pour les régions centrales où l'écoulement est plutôt lent. Il faut alors prendre un enhancement factor de l'ordre 3 (ou plus) pour simuler cet effet. En revanche, lorsque les écoulements sont rapides (par exemple, dans les fleuves de

glace), les contraintes longitudinales deviennent prépondérantes et la même fabrique limite alors l'écoulement de la glace et nécessite l'utilisation d'un enhancement factor inférieur à 1.

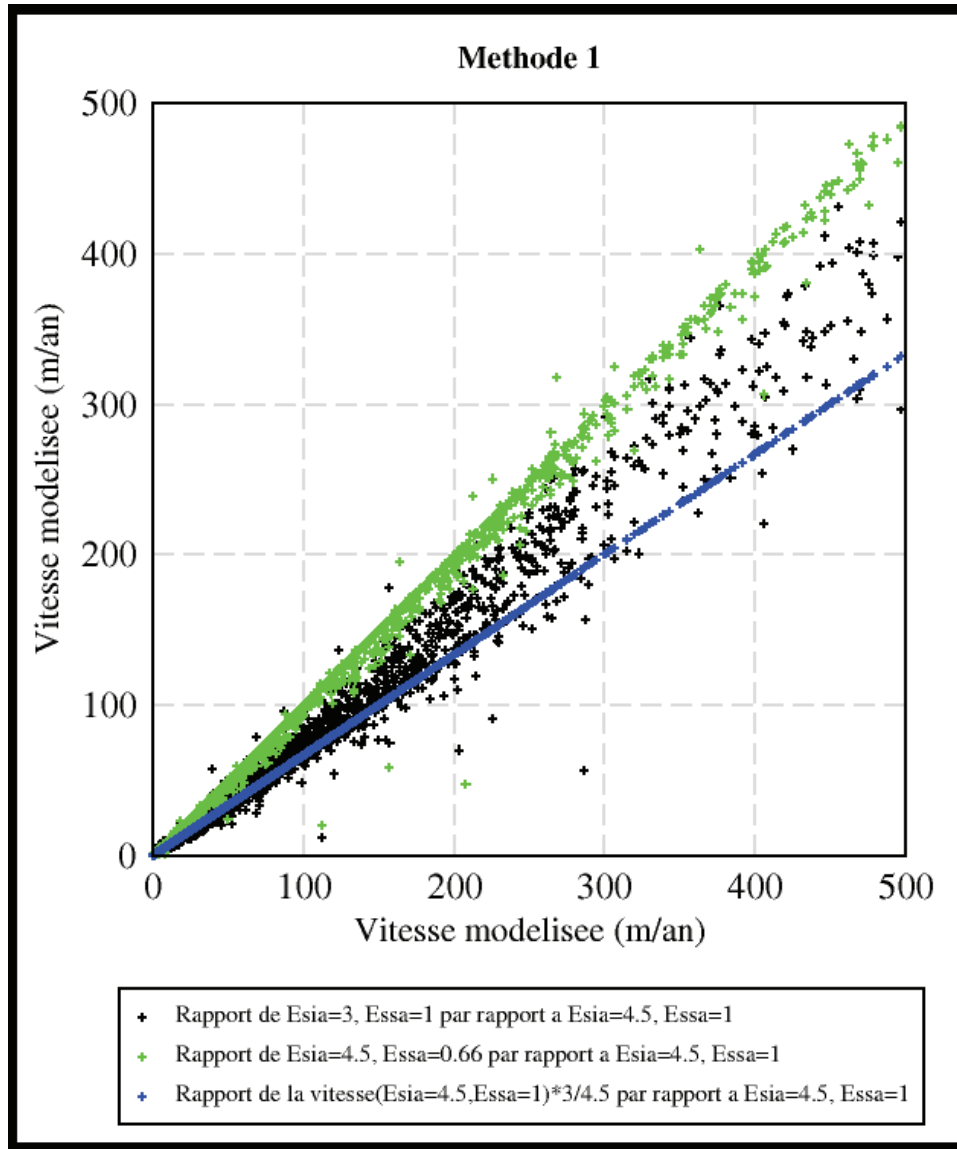


Figure 4.3.1. Rapport des vitesses modélisées de chaque expérience par rapport à celui ($E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1$) après 100 ans de simulation et seulement pour la méthode 1. En noir, on montre le rapport entre $E_{SIA}=3, E_{SSA}=1$ et $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1$ et en vert, le rapport entre $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=0.66$ et $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1$

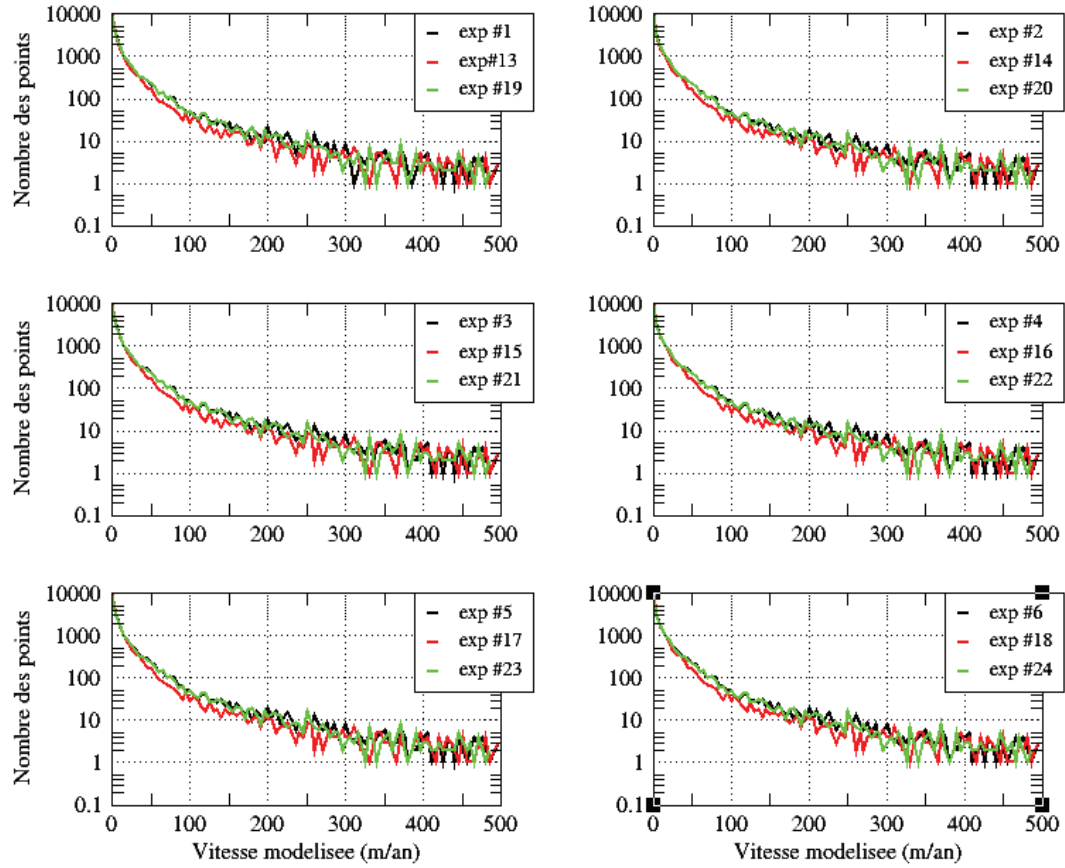


Figure 4.3.2. Distributions des vitesses modélisée après 100 ans de simulation avec $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1$ (noir), $E_{SIA}=3, E_{SSA}=1$ (rouge) et $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=0.66$ (vert), pour les 6 méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace. Ces distributions ont été calculées en prenant en compte seulement la partie posée de la calotte.

Nos résultats montrent qu'en utilisant une paramétrisation d'enhancement factor de $E_{SIA}=4.5$ plutôt que $E_{SIA}=3$ dans le modèle, on obtient des vitesses plus importantes car la viscosité de la glace a diminué peut-être à cause de l'augmentation du contenu de poussières ou d'impuretés de la glace dans la partie de la calotte posée. Et le fait que les fleuves de glace ne soient pas encore bien activés à 100 ans de simulation implique que les vitesses modélisées avec $E_{SSA}=1$ et $E_{SSA}=0.66$ ne sont pas extrêmement différentes. Néanmoins il y a un effet à long terme sur la topographie de la

surface Antarctique et sur le volume qui est loin d'être négligeable.

| Méthodes | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|-------------------|------------------|------------------|-------------------|------------------|------------------|
| Nombre de points de fleuves de glace autorisés | 9451 points | 1422 points | 1000 points | 1745 points | 642 points | 1195 points |
| $Vm_{E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1} - Vm_{E_{SIA}=3, E_{SSA}=1} \neq 0$ | 7941 points (84%) | 795 points (56%) | 637 points (64%) | 1033 points (59%) | 440 points (69%) | 783 points (65%) |
| $Vm_{E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1} > Vm_{E_{SIA}=3, E_{SSA}=1}$ | 7917 points (84%) | 788 points (55%) | 630 points (63%) | 1026 points (59%) | 439 points (68%) | 776 points (65%) |
| $Vm_{E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1} < Vm_{E_{SIA}=3, E_{SSA}=1}$ | 24 points (0.3%) | 7 points (0.5%) | 7 points (0.7%) | 7 points (0.7%) | 1 points (0.2%) | 7 points (0.6%) |
| $Vm_{E_{SSA}=1, E_{SIA}=4.5} - Vm_{E_{SSA}=0.66, E_{SIA}=4.5} \neq 0$ | 7941 points (84%) | 795 points (56%) | 637 points (64%) | 1033 points (59%) | 440 points (69%) | 783 points (66%) |
| $Vm_{E_{SSA}=1, E_{SIA}=4.5} > Vm_{E_{SSA}=0.66, E_{SIA}=4.5}$ | 7897 points (84%) | 786 points (55%) | 631 points (63%) | 52 points (3%) | 438 points (68%) | 775 points (65%) |
| $Vm_{E_{SSA}=1, E_{SIA}=4.5} < Vm_{E_{SSA}=0.66, E_{SIA}=4.5}$ | 44 points (0.5%) | 9 points (0.6%) | 6 points (0.6%) | 26 points (1.5%) | 2 points (0.3%) | 8 points (0.7%) |

Tableau 4.3.1. En colonnes : les différentes méthodes utilisées pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Et en ligne : un résumé des distributions de vitesses modélisées sur les fleuves de glace avec les différentes paramétrisations d'enhancement factor E_{SIA} et E_{SSA}

Nous avons montré qu'après 100 ans de simulation (tableau 4.3.2), la distribution spatiale des vitesses modélisées avec $E_{SIA}=3$ est identique dans toutes les expériences sauf dans l'expérience 13. Cela est dû à la méthode utilisée pour activer les fleuves de glace, la méthode 1 dans ce cas, qui sont assez larges et atteignent l'intérieur de la calotte. Avec un enhancement factor $E_{SSA}=0.66$, la distribution spatiale des vitesses d'écoulement pour les expériences 22, 23 et 24 est identique. En revanche, ainsi les vitesses d'écoulement modélisées dans les expériences 22, 21 et 20 montrent des différences d'environ 5mm/an aux abords du glacier Thwaites. L'expérience 19 se détache des expériences 20 à 24. En effet, des anomalies de vitesses de l'ordre de 0.05m/an sont observées à l'intérieur du continent, et plus importantes dans les fleuves

de glace. Par exemple: près du glacier Fischer les anomalies atteignent 0.25m/an, 5 m/an dans le glacier Thwaites et enfin 1 m/an près du glacier Slessor.

Nous avons alors observé que les différences entre les vitesses modélisées sous l'influence de E_{SLA} et E_{SSA} ne sont pas encore très significatives à ce moment de la simulation (100 ans) sauf dans les expériences où les fleuves de glace ont été autorisés avec la méthode 1.

L'effet sur les fleuves de glace de la paramétrisation de E_{SLA} et E_{SSA} , est maintenant étudiée. Le tableau 4.3.1 résume en détail ces effets en nombre de points grilles affectés et en pourcentage de fleuves de glace. On observe que quelle que soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle, plus de 56 % de fleuves montrent des différences sur les vitesses : 54% des fleuves approximativement montrent que les vitesses obtenues avec $E_{SLA}=4.5, E_{SSA}=1$ sont supérieures aux vitesses obtenues avec $E_{SLA}=3, E_{SSA}=1$ et $E_{SLA}=4.5, E_{SSA}=0.66$. Et moins 2 % de fleuves montrent le contraire.

La figure (4.3.3) montre les fleuves de glace affectés par les paramétrisations de E_{SLA} sur chaque méthode. On observe que les fleuves de glace affectés sont plus ou moins les mêmes dans toutes les méthodes sauf avec la méthode 1. Parmi les zones affectées nous avons : les fleuves de glace vers le Siple Coast, vers la glace flottante Amery, Ronne, vers Thwaites, vers les glaciers Recovery, Stressor, la chaîne de montagne Transantarctique, etc. Nous observons que les approximations de E_{SLA} jouent aussi sur les fleuves de glace. Cela peut être expliqué par les conditions aux limites et l'effet direct où les deux approximations (SIA et SSA) se superposent.

4.3.3.2 Topographie, pente et courbures de la surface modélisée

Pour mettre en évidence la structure spatiale de la sensibilité de la calotte Antarctique aux paramétrisations de E_{SLA} et E_{SSA} après 100 000 ans de simulation, nous utiliserons les expériences 1, 13 et 19. Expériences qui ont été modélisées en

utilisant la méthode 1 pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle (méthode plus faible pour le modèle, voir section 4.1). Comme le but de cette partie est d'analyser la sensibilité de la calotte aux paramétrisations de E_{SLA} et E_{SSA} , nous nous concentrons donc seulement sur ces expériences.

La figure 4.3.4-0, 4.3.4-1 et 4.3.4-2 montre respectivement les différences de la surface modélisée, de la plus grande pente et de la courbure perpendiculaire (Cry) entre les expériences 1 et 13 (à gauche) et entre les expériences 1 et 19 (à droite). On observe que la sensibilité de la topographie de la surface aux valeurs prises pour E_{SLA} est présente dans tout le continent (figure 4.3.3-0, à gauche). Le choix du paramètre $E_{SLA}=4.5$ plutôt que 3 a occasionné un amincissement de la surface d'environ 80 mètres dans l'intérieur de l'Antarctique de l'Est. Cette amincissement se réduit au fur à mesure qu'on s'approche vers les côtes. Comme nous le savons, la paramétrisation de E_{SLA} va jouer pour favoriser ou défavoriser la déformation de la glace posée mais joue moins sur les fleuves de glace et/ou plates formes de glace flottantes. Vers l'intérieur du continent, une paramétrisation de $E_{SLA}=4.5$ plutôt que 3 a favorisé la déformation de la glace. La glace est devenue moins visqueuse en occasionnant une vitesse d'écoulement plus importante et ainsi un amincissement dans ces régions.

Les cartes des différences entre les pentes montrent des valeurs nulles (blanches) qui peuvent être dues aux zones où les pentes de la calotte sont nulles (par exemple surfaces plates ou présence des lacs) ou zones avec les mêmes valeurs des pentes. Les valeurs non nulles (par exemple près les dômes) pourraient être dues aux déplacements des dômes, dont on ne voit que la signature positive. Signature qui est corroborée par la carte de courbure, où nous voyons par exemple un déplacement des crêtes et des dômes (par exemple : ridge B, dôme C et dôme Fuji) jusqu'au les côtes du continent.

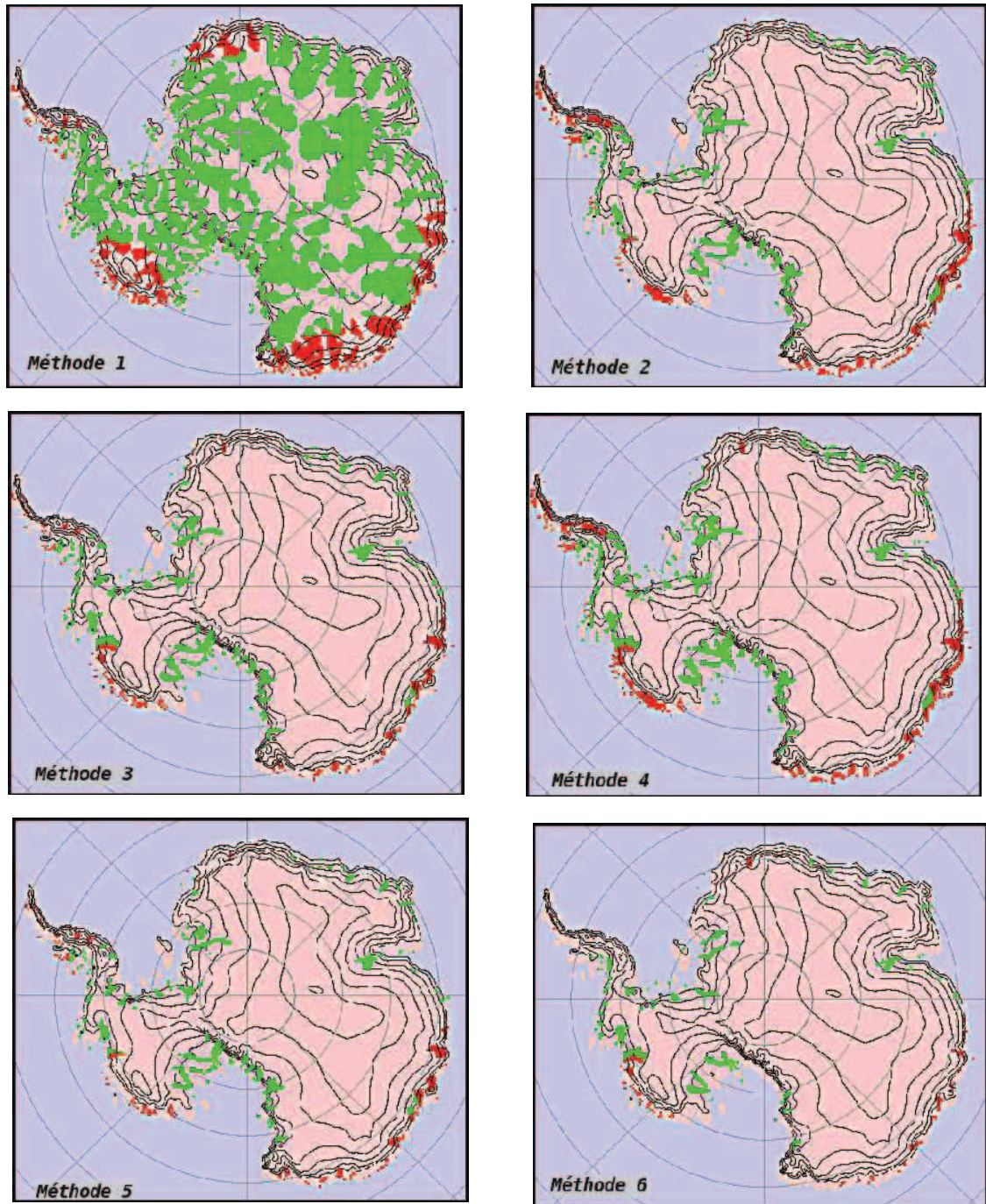


Figure 4.3.3. En rouge, fleuves de glace autorisés avec les différentes méthodes (1,...,5 et 6). En noir, fleuves de glace où $Vm_{E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1} < Vm_{E_{SIA}=3, E_{SSA}=1}$ En vert, fleuves de glace où $Vm_{E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1} > Vm_{E_{SIA}=3, E_{SSA}=1}$ après 100 ans de simulation pour les 6 méthodes.

Différences entre les surfaces modélisées

Sensibilité à E_{SLA} : (exp 1 – exp 13)

Sensibilité à E_{SSA} (exp 1 – exp 19)

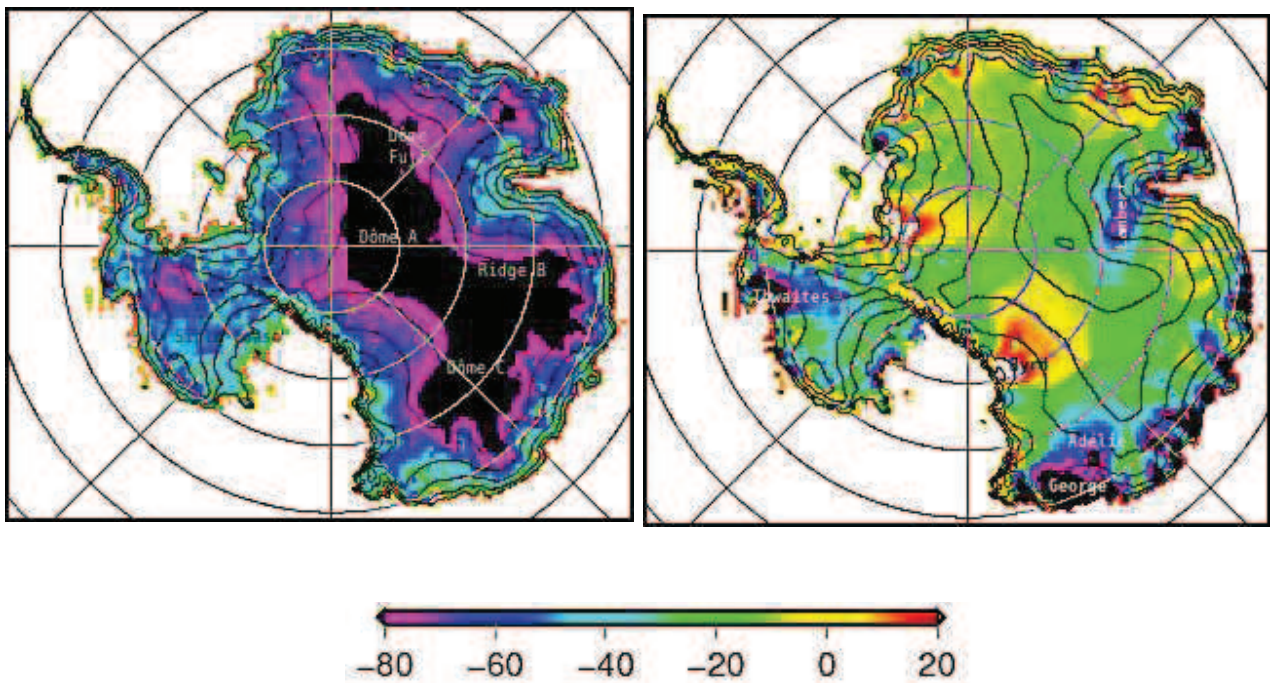


Figure 4.3.4-0. Différences entre les surfaces modélisées. A gauche, expérience 1 – expérience 13 (sensibilité à E_{SLA}). A droite, expérience 1 – expérience 19 (sensibilité à E_{SSA}).

Différences entre les plus grandes pentes de la surfaces modélisées

Sensibilité à E_{SIA} : (exp 1 – exp 13)

Sensibilité à E_{SSA} (exp 1 – exp 19)

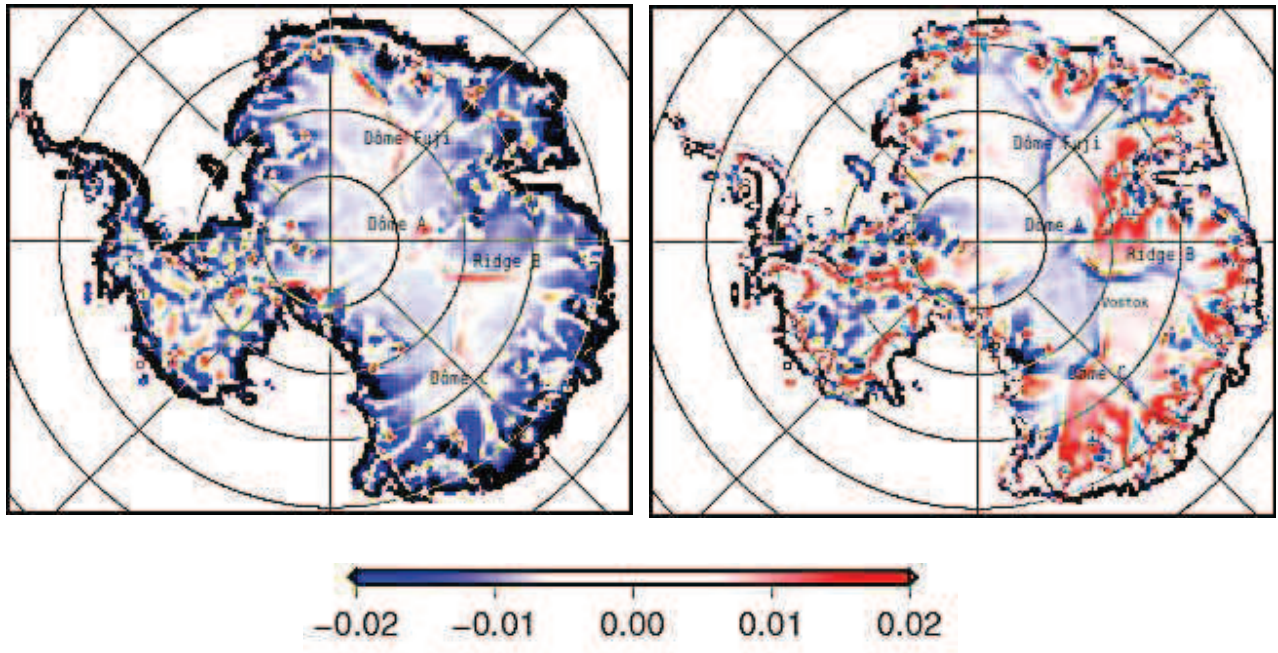


Figure 4.3.4-1. Différences entre les plus grandes pentes de la surfaces modélisées. A gauche, expérience 1 – expérience 13 (sensibilité à E_{SIA}). à droite, expérience 1 – expérience 19 (sensibilité à E_{SSA}).

**Différences entre les courbures C_{ry} ,
perpendiculaires à la plus grande pente de la surface modélisée**

Sensibilité à E_{SLA} : (exp 1 – exp 13)

Sensibilité à E_{SSA} (exp 1 – exp 19)

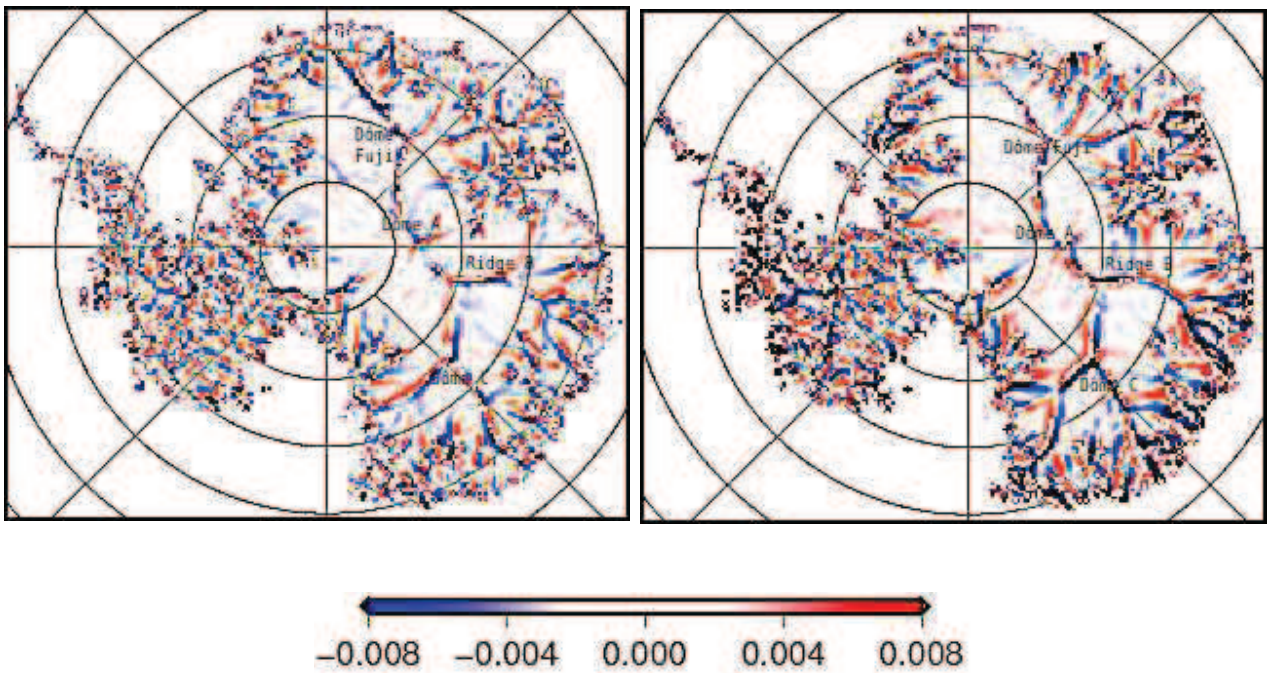


Figure 4.3.4-2. Différences entre les courbures C_{ry} , perpendiculaires à la plus grande pente de la surface modélisée. A gauche, expérience 1 – expérience 13 (sensibilité à E_{SLA}). A droit, expérience 1 – expérience 19 (sensibilité à E_{SSA}).

D'un autre côté, nous voyons que la sensibilité de la surface Antarctique aux valeurs prises pour E_{SSA} est aussi visible sur l'ensemble du continent comme dans le cas de E_{SLA} (figure 4.3.4-0 à droite). Le choix du coefficient $E_{SSA}=1$ plutôt que 0.66 a aussi occasionné une amincissement de la surface qui touche principalement les fleuves, mais cette amincissement varie d'un fleuve à un autre. Par exemple, dans l'Antarctique de l'Ouest vers le Siple Coast, la surface a diminué entre 24 et 30 mètres de hauteur et vers le glacier Thwaites la surface a diminué entre 45 et 160 mètres. Dans l'Antarctique de l'Est vers les Terres de George, Adélie, Wilkes et le glacier Lambert, la surface a diminué entre 24 et 150 mètres et vers la Terre Maud elle a diminué seulement de quelques dizaine de mètres. La paramétrisation de E_{SSA} ne va donc pas jouer de la même façon dans tous les fleuves de glace, car il a plus défavorisé la déformation de la glace dans quelques fleuves et moins dans autres. Ces différences peuvent être dues à des différences de flux géothermique mesuré dans ces régions (122 mW/m² à Thwaites et 97 mW/m² à Siple Coast) car les mécanismes de déformation de la glace dépendent entre autres de la température de la glace à la surface et interne. Il peut en particulier y avoir un effet de seuil thermique lié à la fraction de chaque fleuve qui est effectivement activé car il faut pour cela que le point de fusion basal soit atteint.

Nous avons remarqué des différences de surfaces plus importantes vers les côtes que dans l'intérieur du continent. Cela peut être attendu car la déformation de la glace dépend entre autres de la température. Pour une même contrainte, la déformation va être plus importante dans les zones au point de fusion que dans les zones plus froides. Nous avons aussi observé que les pentes de la surface ont changé (figure 4.3.4-1), en occasionnant ainsi des déplacements dans les zones convergentes et divergentes comme cela peut être observé sur la carte des différences entre les courbures perpendiculaires à la plus grande pente de la surface (figure 4.3.4-2).

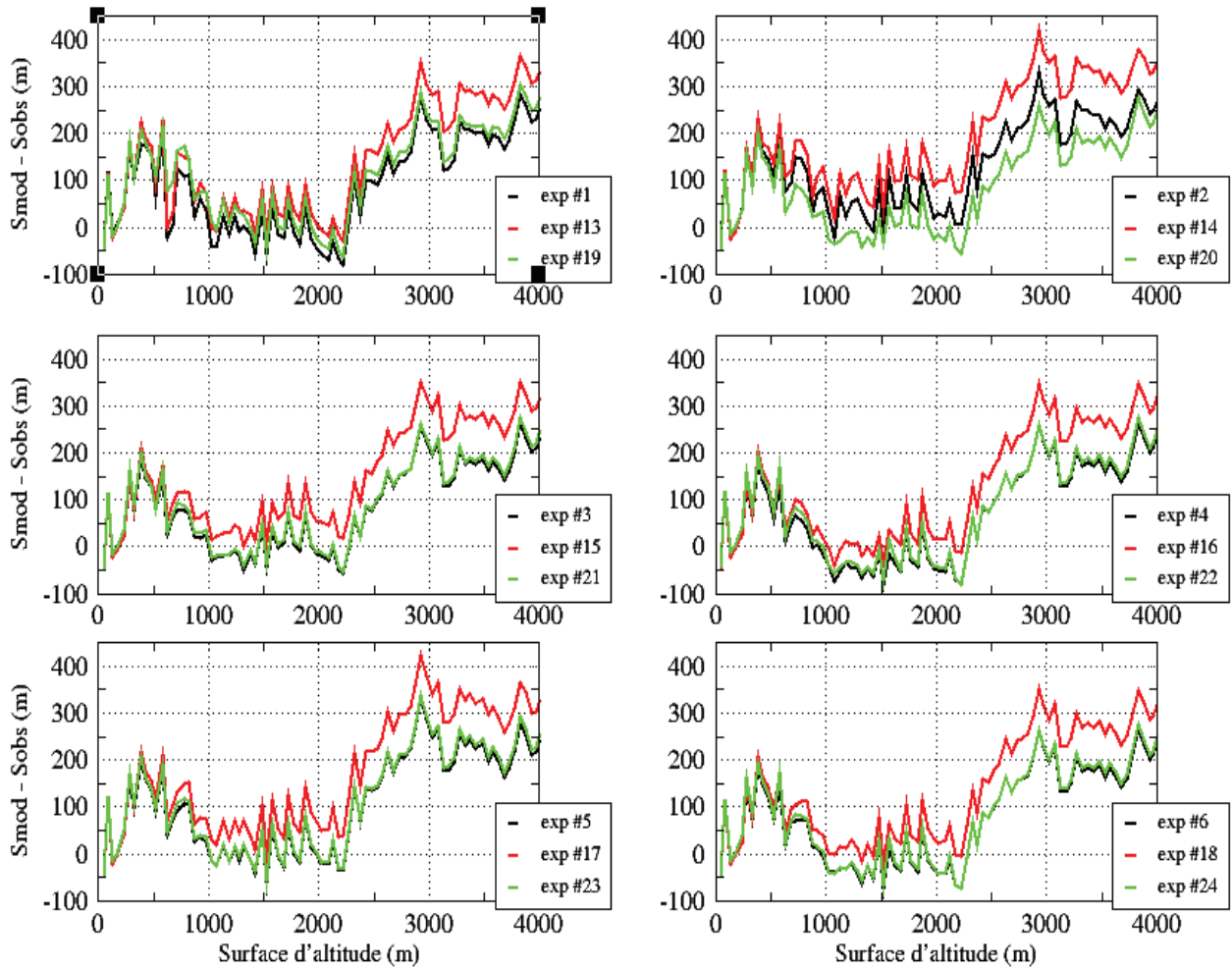


Figure 4.3.5 Distribution moyenne d'écart de la hauteur de la surface Antarctique (surface modélisée – surface observée) en fonction de la hauteur de la surface pour 18 expériences (tableau 4.3). Ces distributions ont été calculées en prenant uniquement en compte les points posés pour lesquels l'épaisseur de la glace est connue. Les distributions ont été calculées avec les résultats du modèle GRISLI à 25km de résolution, avec des surfaces d'altitude tous les 100 pas avec des frontières 0, 50, 100, ... , 5000 mètres. Les courbes en noir représentent les expériences faites avec l'enhancement factor $E_{SLA}=4.5, E_{SSA}=1$, en rouge celles faites avec l'enhancement factor $E_{SLA}=3, E_{SSA}=1$ et en vert celles faites avec l'enhancement factor $E_{SLA}=4.5, E_{SSA}=0.66$.

La figure (4.3.5) montre les différences moyennes d'écart de hauteur entre la surface modélisée et celle observée pour les 18 expériences. Nous voyons d'abord que les variations de la surface modélisée sous l'influence de l'*enhancement factor* E_{SLA} sont très importantes quelle que soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Dans les régions à basses altitudes (inférieures à 600 mètres) les courbes rouges et noires sont presque superposées pour les 6 méthodes utilisées pour autoriser les fleuves, ce qui signifie que la hauteur de la surface modélisée dans ces zones est faiblement influencée (de quelques mètres) par les valeurs pris de l'*enhancement factor* E_{SLA} . Dans les régions entre 1000 et 2500 mètres d'altitude, les différences de hauteur entre les surfaces modélisées avec $E_{SLA}=3$ et $E_{SLA}=4.5$ devient un peu plus importantes d'environ 50 mètres. Dans les zones supérieures à 2500 mètres d'altitude (vers l'Antarctique de l'Est) ces différences sont encore plus importantes, d'environ 100 mètres. Nous observons aussi que l'altitude des surfaces modélisées avec $E_{SLA}=3$ (rouge) est plus importante que celles modélisées avec $E_{SLA}=4.5$ (noir), ce qui signifie que la calotte gagne de la masse si l'*enhancement factor* est égal à 3 plutôt que 4.5 (Ritz et al., 1997, Huybrechts 1991). Ce n'est pas surprenant car un *enhancement factor* égal à 3 plutôt qu'à 4.5 défavorise, qui devient plus visqueuse, ce qui donne lieu à une vitesse d'écoulement plus lente et ainsi génère une calotte plus épaisse.

Ensuite, nous voyons que les variations de la surface modélisée sous l'influence de l'*enhancement factor* E_{SSA} ne sont pas très fortes contrairement à E_{SLA} , mais qu'elles dépendent fortement de la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Avec les méthodes 3, 4, 5 et 6 utilisées pour autoriser les fleuves, les courbes noires ($E_{SSA}=1$) et vertes ($E_{SSA}=0.66$) sont superposées par endroits et, dans le cas où elles ne le sont pas, les courbes vertes sont en-dessous des noires. Ce qui signifie qu'avec ces méthodes une paramétrisation de $E_{SSA}=0.66$ pourrait faire gagner seulement quelques mètres de la masse à la calotte comparé à $E_{SSA}=1$. Avec les méthodes 1 et 2, ces courbes sont presque superposées dans les régions à basses altitudes (inférieures à 600 mètres), ensuite aux hautes altitudes, la courbe verte passe au dessus de la noire avec la méthode 1, et en-dessous de la noire avec la méthode 2, ce qui nous permet conclure qu'une paramétrisation de $E_{SSA}=0.66$ pourrait faire

gagner ou perdre de la masse à la calotte, mais cela dépend très fortement de la méthode utilisée pour définir les fleuves de glace.

L'enhancement factor a d'influence sur la topographie de la surface à travers des rétroactions opposées. Une vitesse d'écoulement plus rapide se traduit par une augmentation du flux de glace sur les bords de la calotte. Cependant, comme l'altitude de la surface diminue en raison de cet écoulement plus rapide, la zone d'ablation augmentera long des marges de la calotte, menant ainsi à la perte de glace plus importante.

On observe que la distribution du ΔS a une forme caractéristique quelle soit l'expérience faite jusqu'à maintenant. ΔS est proche de 0 pour les zones où la calotte a une surface entre 1000 et 2500 mètres approximativement, mais est plus élevé (et positive) ailleurs (la simulation produit une calotte trop épaisse). Plusieurs paramètres peuvent être responsables de ce désaccord et dans la section suivante (§4.4) on étudiera l'influence du flux géothermique.

4.3.3.3 Évolution du volume

La figure (4.3.6) montre l'évolution du volume de la calotte pour les 18 expériences (voir tableau (4.3)) au cours des 100 000 ans de simulation. On représente en noir le volume obtenu avec $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1$, en rouge celui obtenu avec $E_{SIA}=3, E_{SSA}=1$ et en vert celui obtenu avec $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=0.66$. Le volume final obtenu pour chacune des 18 expériences est supérieur de +4 % à +15 % au volume de référence du modèle GRISLI ($24.7 \times 10^6 \text{ km}^3$). Ces valeurs sont plus importantes que celles obtenues avec les expériences du β (§4.2).

Le volume de glace le plus proche du volume de référence est obtenu avec les expériences 4, 6 et 22, dans lesquelles différentes combinaisons d'*enhancement factor* E_{SSA} – méthodes d'activation des fleuves de glace sont testées.

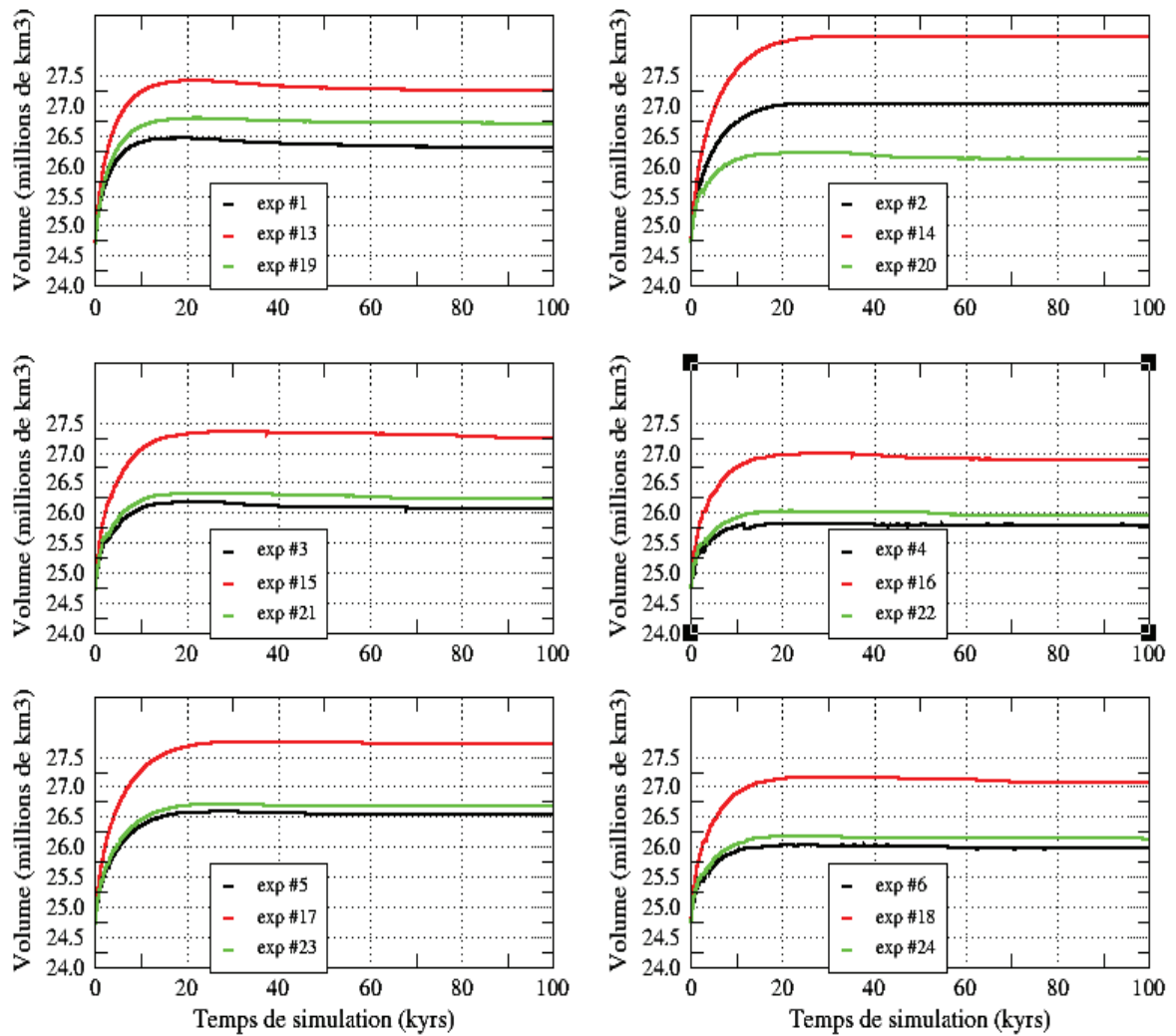


Figure 4.3.6 Évolution du volume de la calotte de glace Antarctique, en fonction du temps de simulation (100 000 ans de simulation) pour les 18 expériences. Les courbes en noire représentent les expériences faites avec l'enhancement factor $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=1$, en rouge celles faites avec l'enhancement factor $E_{SIA}=3, E_{SSA}=1$ et en verte celles faites avec l'enhancement factor $E_{SIA}=4.5, E_{SSA}=0.66$

On notera que la paramétrisation de $E_{SIA}=4.5$ est identique pour les trois expériences (4, 6 et 22)(figure 4.3.7). Cette paramétrisation implique que la glace de la calotte posée soit moins visqueuse, les vitesses d'écoulement plus importantes et

finalement les calottes moins épaisses. Néanmoins, l'évolution du volume de glace au cours du temps de simulation, semble avoir un comportement similaire en deux phases distinctes, quelle que soit la valeur choisie pour *l'enhancement factor* (E_{SLA}, E_{SSA}). Le volume augmente significativement pendant le premier tiers de la simulation, puis se stabilise et tend à l'équilibre. Ainsi, pendant les premiers 40 000 ans l'évolution du volume dans les expériences 22 et 6 est identique, mais après 50 000 ans, le volume de l'expérience 22 tend à être inférieur à celui de l'expérience 6. Le volume de glace de l'expérience 4 évolue de manière semblable, mais il reste néanmoins toujours inférieur à celui des expériences 22 et 26.

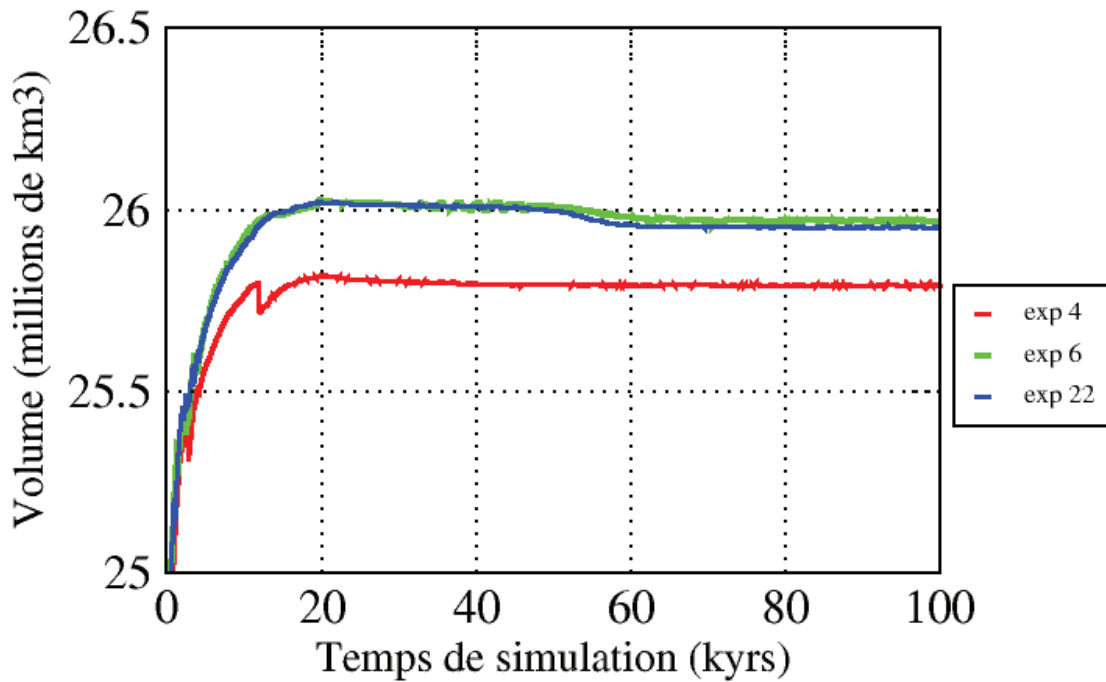


Figure 4.3.7. Évolution du volume de la calotte de glace Antarctique, en fonction du temps de simulation (100 000 ans de simulation) pour les expériences 4, 6 et 22.

Le plus grand volume simulé est obtenu avec l'expérience 14 et est estimé à $28.5 \times 10^6 \text{ km}^3$. Ce volume est inférieur de 10 % au volume simulé par Saito et Abe-Ouchi (2010), estimé à $31.8 \times 10^6 \text{ km}^3$, et 10 % supérieur au volume obtenu par Huybrechts et al. (2000) et Church et al. (2001), estimé à $25.7 \times 10^6 \text{ km}^3$, et 7 % inférieur au volume

final simulé par Philippon et al. (2006), estimé à $30.8 \times 10^6 \text{ km}^3$. Ces différences reflètent le choix des paramètres incertains tels que *l'enhancement factor*, le flux géothermique, le socle, la méthode pour activer les fleuves de glace dans le modèle, ainsi bien que la méthode de forçage climatique.

Le volume final obtenu pour chaque simulation change en fonction de la combinaison *enhancement factor* E_{SLA}, E_{SSA} - méthode d'activation des fleuves de glace. On observe que les expériences dans lesquelles un *enhancement factor* $E_{SLA}=3$ a été prescrit ont obtenu le plus grand volume, car cette paramétrisation donne lieu à une glace plus visqueuse et ainsi, des calottes plus épaisses et donc un volume final plus important.

Nous constatons que le volume de glace de la calotte Antarctique varie fortement, environ 900.000 km^3 après 100 000 ans de simulation, lorsque l'on diminue la valeur de *l'enhancement factor* (E_{SLA}) dans la loi de Glen (eq. 2.9, chapitre 2) de 4.5 à 3, et varie entre 300.000 et 600.000 km^3 lorsque l'on diminue *l'enhancement factor* (E_{SSA}) de 1 à 0.66. Ceci vient du fait que la loi de Glen relie les taux de déformation au tenseur de contraintes déviatoriques: une plus grande valeur d'*enhancement factor* (E_{SLA}), correspondra donc à une plus grande déformation de la glace pour un même tenseur de contraintes déviatoriques. En conséquence, la glace devient moins visqueuse, et on obtient ainsi des calottes moins épaisses et des vitesses d'écoulement plus élevées.

Les résultats (surface et volume modélisés) liés à *l'enhancement factor* varient en fonction de la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Ceci montre l'importance du choix de la méthode employée pour définir les fleuves de glace et leur couplage aux paramétrisations *d'enhancement factor*. Nous pourrions ainsi avoir une bonne paramétrisation *d'enhancement factor* mais une mauvaise méthode pour localiser les fleuves de glace influencerait fortement l'interprétation des résultats car une bonne rhéologie n'exclut pas une mauvaise localisation de fleuves de glace.

La topographie de la surface, le volume et la vitesse d'écoulement de la glace dépendent de *l'enhancement factor* dans la Loi de Glen, car un écoulement plus rapide

de la glace aura comme conséquence une calotte de glace plus mince (et par conséquent moins étendue) en raison de diminuer la viscosité de la glace. Ce résultat est semblable à celui décrit dans plusieurs études appliquées à la calotte du Groenland (Ritz et al. (1997), Stone et al. (2010)).

4.3.4 Conclusion intermédiaire

L'*enhancement factor* a déjà été pris en compte pour modifier la loi de Glen dans une grande partie des modèles de calotte de glace à grande échelle, qui étudient l'évolution de la calotte de glace du Groenland dans le but d'obtenir des vitesses plus élevées et ainsi un volume de la calotte plus proche des observations. Les auteurs ont alors suggéré d'ajuster l'*enhancement factor* qui est destiné à contrôler la viscosité de la glace (Huybrechts et de Wolde 1999). Bueler et al. (2009) dans leurs expériences, ont trouvé que le jeu de paramètres qui parvient le mieux à modéliser les vitesses d'écoulement du Groenland n'a pas besoin d'*enhancement*, c'est à dire, $E_{SLA}=1$. En revanche, Stone et al., (2010) ont fait des études de sensibilité pour ajuster l'*enhancement factor* et ces résultats ont montré que le volume optimal de la calotte de glace du Groenland est obtenu quand l'*enhancement factor* E_{SLA} varie entre 2.5 et 3. Nous faisons remarquer que différentes études utilisent des valeurs différentes pour E_{SLA} et obtiennent des résultats réalistes en terme de vitesses et de volume. Mais il faut aussi prendre en compte le fait que dans les modèles de calotte de glace il y a plusieurs paramètres initialement modifiables. Leurs combinaisons peut donner lieu à des résultats réalistes mais cependant n'être physiquement pas interprétables.

Nous avons utilisés deux valeurs du E_{SLA} (4.5 et 3) et du E_{SSA} (1 et 0.66) afin d'étudier la sensibilité de la calotte Antarctique aux valeurs du l'*enhancement factor*. Nos résultats ont montré que quelle que soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle, les vitesses modélisées avec $E_{SLA}=4.5, E_{SSA}=1$ sont plus élevées que celles obtenues avec $E_{SLA}=3, E_{SSA}=1$ car une paramétrisation d'enhancement factor de $E_{SLA}=4.5$ plutôt que $E_{SLA}=3$ dans le modèle diminue la viscosité de la glace, et porte des vitesses plus importantes. Nos résultats ont également

montré que les différences entre les vitesses modélisées sous l'influence de E_{SSA} ne sont significatives après 100 ans de simulation seulement car les fleuves de glace n'ont pas encore été bien activés à ce moment de la simulation. Néanmoins, il y a un effet à long terme sur la topographie de la surface, sur la plus grande pente de la surface, sur la courbure Cry et sur le volume, qui lui, est loin d'être négligeable. Le choix du coefficient $E_{SSA}=1$ plutôt que 0.66, a occasionné un amincissement de la surface qui touche principalement les fleuves de glace, mais cet amincissement varie d'un fleuve à un autre. Le choix du paramètre $E_{SLA}=4.5$ plutôt que 3, a donné lieu à un amincissement de la surface d'environ 80 mètres dans la zone centrale de l'Antarctique de l'Est. Cet amincissement se réduit au fur et à mesure que l'on s'approche des côtes. En conclusion, nous avons observé que les variations de la surface modélisée sous l'influence d'enhancement factor E_{SSA} ne sont pas très importantes contrairement aux simulations utilisant E_{SLA} , mais qu'elles dépendent fortement de la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace.

Le volume de glace le plus proche de la valeur de référence de la calotte Antarctique (24.7 millions de km^3) a été obtenu par les expériences 4, 6 et 22, qui utilisent des combinaisons *enhancement factor* E_{SSA} – méthodes pour autoriser les fleuves de glace, mais avec la même paramétrisation $E_{SLA}=4.5$. Et le volume le plus éloigné de la valeur de référence a été obtenu par l'expérience 14. Nous avons aussi observé que les expériences qui ont utilisé un *enhancement factor* $E_{SLA}=3$ ont obtenu le plus grand volume, car cette paramétrisation génère des calottes plus épaisses et un volume plus important.

En conclusion, la paramétrisation de l'*enhancement factor* permettant de moduler la loi de Glen est mal connue et dépend de plusieurs facteurs. Par exemple la géométrie de la zone d'étude, la physique du modèle, la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace, etc. Dans chaque modèle il faut donc réajuster l'*enhancement factor* en fonction de ses besoins pour rendre les résultats plus réalistes. Dans ce travail nous avons vu que nous pouvons obtenir plusieurs combinaisons *enhancement factor*-méthodes d'activation des fleuves avec lesquels le modèle simule une calotte proche des observations (p. ex., le volume de la calotte). Il est cependant important de noter que les

différentes calibrations correspondent à des évolutions temporelles qui varient entre les différentes expériences.

4.4 Étude de la sensibilité du modèle sur les cartes du flux géothermique

Dans cette partie du travail, nous faisons une étude de sensibilité du modèle d'évolution de l'ensemble de la calotte de glace Antarctique aux conditions basales en particulier le flux géothermique.

4.4.1 Importance de cette étude

Dans cette partie du travail nous nous concentrons sur le choix de la carte de flux géothermique prise comme condition limite sur la modélisation de la calotte de glace Antarctique. Les enjeux d'une telle étude sont :

- Nous pouvons définir le flux géothermique comme la quantité de chaleur (par unité de temps et de surface) venant de la Terre. En Antarctique ces valeurs sont mal connues car elles sont difficilement mesurables de façon directe. Elles exigent des mesures de forages au fond de la glace jusqu'au socle rocheux, mesures seulement réalisées à quelques endroits en Antarctique (Engelhardt H., 2004, Fox M et al., 2005). Mais de nos jours différents auteurs ont développé diverses méthodes indirectes pour estimer ces valeurs sur l'ensemble du continent (on reviendra aux méthodes §4.4.2).
- Le flux géothermique conditionne la température dans la glace et en particulier le fait que la glace basale atteigne le point de fusion ou non (Ritz, thèse d'état 1992). Il a une forte influence sur les conditions basales, telles que : les températures basales, les zones de fonte basale, la production d'eau liquide (Pollard et al. 2005) et par conséquent les pertes de masse à la base des calottes de glace ainsi que

l'apparition de lacs sous-glaciaires (Fox et al., 2005), et enfin la localisation du début de fleuves de glace. Connaître ces conditions est crucial pour la modélisation des calottes de glace (Llubes et al. 2006).

- Il joue un rôle important sur la dynamique des calottes de glace à la fois par la possibilité de glissement (qui n'est possible que s'il y a fusion) et par son rôle sur la température et donc la viscosité.
- Dans les modèles thermomécaniques (qui calculent les champs couplés de température et de vitesses), c'est une donnée d'entrée. Dans l'équation de la chaleur, il entre dans la condition à la limite à la base de la glace (voir chapitre 2), et dans la production éventuelle d'eau basale.

4.4.2 Distribution du flux géothermique sous la calotte Antarctique : cartes utilisées dans ce travail

4.4.2.1 Flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004)

Jusqu'au travail de Peyaud (2006), le flux géothermique dans le modèle de glace GRISLI, était uniforme et pris entre 40 mW/m² (pour l'hémisphère nord) et 55 mW/m² (pour le continent Antarctique). Ensuite Peyaud (2006) a pris en compte les variations spatiales du flux géothermique dans le modèle en utilisant la distribution du flux géothermique proposée par Shapiro et Ritzwoller (2004).

Shapiro et Ritzwoller (2004) ont utilisé un modèle global 3D de la croûte et du manteau supérieur mondial pour extrapoler les mesures du flux géothermique dans les régions où elles sont très rares ou inexistantes. Leur méthode est basée sur les résultats de la sismique et sur l'exploitation des similitudes entre les structures géologiques sur la surface de la Terre, dans le but de construire une nouvelle distribution du flux géothermique pour l'ensemble du globe. Ces auteurs ont en particulier appliqué leur travail à l'estimation du flux géothermique au continent Antarctique.

Les valeurs du flux géothermique qu'ils proposent pour le continent Antarctique, varient de 40 mW/m² à 150 mW/m² (fig. 4.1; en haut) et ils ont trouvé que les valeurs en Antarctique de l'Ouest sont jusqu'à trois fois supérieures à celles trouvées en Antarctique de l'Est.

4.4.2.2 Flux géothermique proposé par Llubes et al. (2006)

Llubes et al., (2006) ont utilisé des données géologiques existantes pour estimer les valeurs du flux dans le continent Antarctique. Les valeurs du flux qu'ils ont trouvés varient de 50 mW/m² à 80 mW/m² (figure. 4.4.1; au milieu). Ils ont constaté que le flux augmente de la zone côtière (Océan Indien) de l'Antarctique de l'Est vers l'Antarctique de l'Ouest (mers de Bellingshausen et Amundsen). Ces valeurs ont été estimées en prenant en compte la loi empirique définie par Sclater et al., (1980) où le flux géothermique diminue avec l'âge de la croûte. En faisant des comparaisons d'observations du flux géothermique par rapport à l'âge du craton, Pollack et al., (1993) avaient proposé une table des valeurs moyennes du flux. En utilisant la connaissance de la structure géologique de l'Antarctique décrite par Borg et al., (1990), Llubes a calculé la valeur moyenne du flux géothermique sur chacune des zones géologiques. Pour cela, c'est le critère de l'âge, tel que proposé dans les travaux de Pollack, qui a servi. Ainsi, Llubes et al., (2006) ont obtenu une nouvelle carte du flux géothermique, avec des valeurs basses à l'Est de l'Antarctique et des valeurs plus élevées à l'Ouest. Les vieux cratons ont des valeurs entre 50 mW/m² et 60 mW/m², alors que les jeunes régions peuvent atteindre plus de 90 mW/m².

4.4.2.3 Flux géothermique proposé par Fox et al. (2005)

Fox et al., (2005) ont utilisé les données de champ magnétique obtenues par satellite pour estimer les valeurs du flux géothermique sous la calotte de glace antarctique. Cette méthode est basée sur l'hypothèse que les propriétés magnétiques des roches dépendent de la température jusqu'à ce qu'elles atteignent le point de Curie (Le point de Curie est la température au-dessus de laquelle un matériau ferromagnétique perd son magnétisme (aimantation)). Ensuite, ces auteurs ont employé

un modèle magnétique pour déterminer la profondeur correspondant au point de Curie, qui est d'environ 580 °C pour la magnétite à basse concentration de titane, laquelle semble être la source dominante des anomalies magnétiques dans la croûte (Langel R., et Hinze W., 1998). En combinant ceci avec un modèle thermique de la croûte, ils ont estimé le flux géothermique en-dessous de la calotte.

Les valeurs du Flux géothermique qu'ils ont proposées pour le continent Antarctique varient de 40 mW/m² à 185 mW/m² (fig. 4.1 ; en bas). Ils ont constaté que les secteurs de flux élevé sont localisés sous les courants volcaniques connus (p. ex., Terre Oates) ainsi que dans quelques secteurs connus pour avoir de fleuves de glace (p. ex., Siple Coast).

Parmi les points communs entre ces trois cartes du flux géothermique, nous pouvons remarquer que ces cartes donnent des valeurs assez importantes (supérieures à 65 mW/m²) vers les fleuves de glace du Siple Coast. Et que l'Antarctique de l'Est a des valeurs plus basses du flux géothermique que l'Antarctique de l'Ouest. Les différences entre ces trois cartes du flux géothermique proviennent des diverses données (par exemple, données de champ magnétique, géologiques, etc.) et méthodes (par exemple, modèle global 3D de la croûte et du manteau supérieur mondial, modèle magnétique, etc.) utilisées par les différents auteurs pour estimer ces valeurs. Parmi les différences entre ces cartes du flux géothermique nous observons que la carte proposée par Fox et al. (2005) est la seule à présenter des valeurs importantes du flux géothermique dans la Terre d'Oates, George V et Dronning Maud (supérieures à 80 mW/m², voir localisation dans la figure 4.4.1). Cette carte est aussi la seule à ne pas donner des estimations du flux géothermique en-dessous des plates formes de glace flottante (c.-à-d., Ronne, Ross, Amery, etc., voir localisation dans la figure 4.4.1) car le modèle du flux qu'ils ont utilisé est seulement valable dans les zones continentales. La carte proposée par Shapiro et Ritzwoller (2004) est la seule à donner des valeurs du flux géothermique dans la mer, car ils ont utilisé un modèle global 3D de la croûte et du manteau supérieur mondial. Cette carte est aussi la que donne les valeurs plus basses du flux géothermique à l'intérieur de l'Antarctique de l'Est (inférieures à 50 mW/m²).

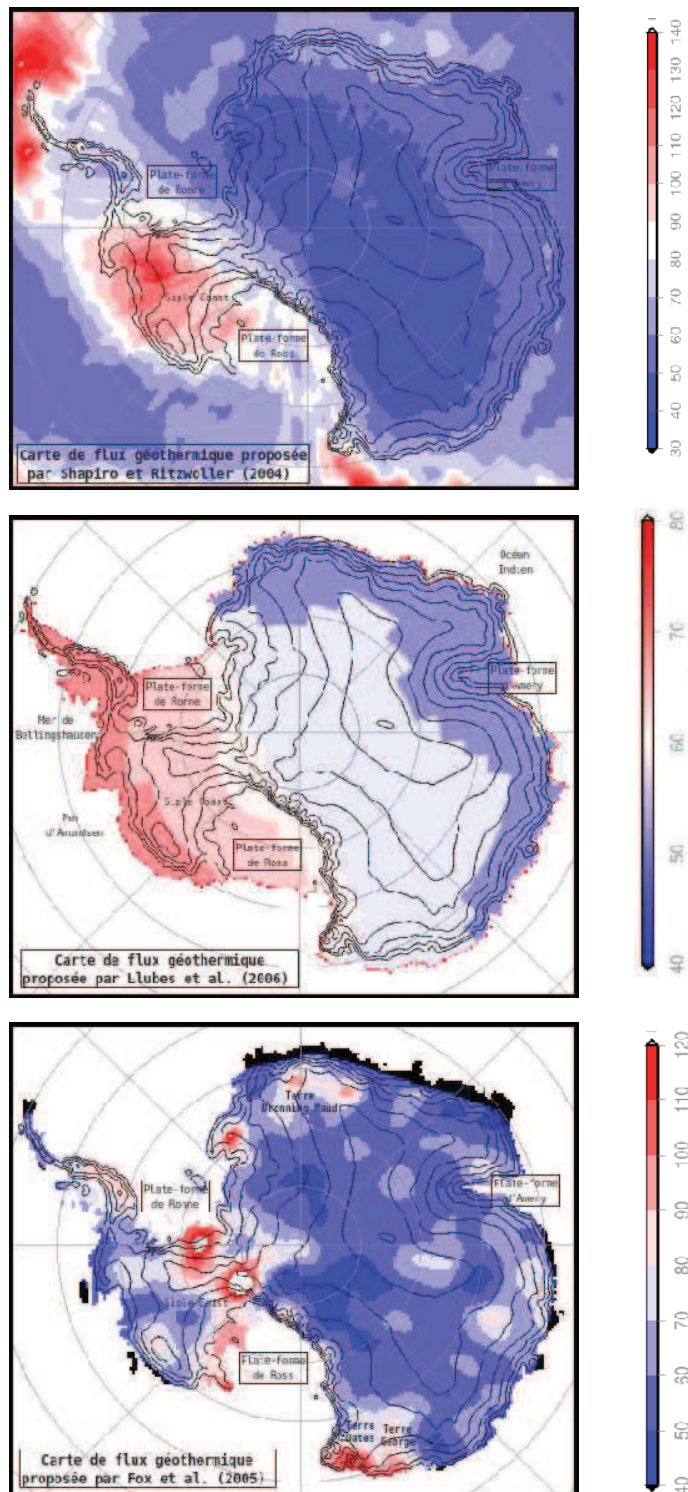


Figure 4.4.1. Distribution spatiale du flux géothermique en Antarctique à 25km de résolution. Valeurs en mW/m^2 . Au dessus, carte proposée par Shapiro et al.(2004), au milieu, carte proposée par Llubes et al. (2006) et en-dessous, carte proposée par Fox et al. (2005).

4.4.3 Définition des expériences

| Nombre des expériences | Méthode pour les fleuves | Coeff de frottement β | Enhancement factor E_{SLA} | Enhancement factor E_{SSA} | Carte de flux géothermique |
|------------------------|--------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------------------|
| Exp 1 | Méthode 1 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 2 | Méthode 2 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 3 | Méthode 3 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 4 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 5 | Méthode 5 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 6 | Méthode 6 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro |
| Exp 25 | Méthode 1 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes |
| Exp 26 | Méthode 2 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes |
| Exp 27 | Méthode 3 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes |
| Exp 28 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes |
| Exp 29 | Méthode 5 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes |
| Exp 30 | Méthode 6 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes |
| Exp 31 | Méthode 1 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox |
| Exp 32 | Méthode 2 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox |
| Exp 33 | Méthode 3 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox |
| Exp 34 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox |
| Exp 35 | Méthode 5 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox |
| Exp 36 | Méthode 6 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox |

Tableau 4.4. Définition des expériences utilisés dans l'étude du sensibilité du flux géothermique

Dans les expériences, la ligne d'échouage est maintenue fixe, le coefficient de frottement est fixé à $\beta=1000$ Pa an/m ; le coefficient d'enhancement *factor* $E_{SLA}=4.5$ et $E_{SSA}=1$. La durée des simulations est de 100 000 ans. Les fleuves de glace sont délimités alternativement par les 6 mêmes définitions que celles exposées dans la section (§4.1.9) pour autoriser les fleuves dans le modèle, et le flux géothermique est le paramètre qui est en jeu. Chaque expérience part d'un état d'équilibre (100 000 ans de simulation) calculé avec le flux géothermique testé dans la suite de l'expérience.

Pour cette étude nous avons fait 18 expériences : 6 expériences avec les différentes méthodes pour autoriser les fleuves de glace (méthodes exposées dans la section (4.1.9)) et la carte du flux géothermique proposée par Shapiro et Ritzwoller (2004), ensuite 6 autres expériences faites avec la carte du flux géothermique proposé par Llubes et al., (2006) et pour finir, 6 dernières expériences avec la carte du flux géothermique proposée par Fox et al., (2005). Sur le tableau (4.4), nous avons récapitulé les valeurs des différents paramètres en jeu pour chacune des expériences.

4.4.4 Résultats et discussions des expériences de sensibilité sur les cartes du flux géothermique

L'effet des différentes distributions du flux géothermique sur la modélisation de la calotte de glace Antarctique sera examiné à partir des 18 expériences, que nous avons définies antérieurement (récapitulées dans le tableau 4.4).

4.4.4.1 Vitesses d'écoulement

Pour étudier l'effet du flux géothermique sur les vitesses après 100 ans de simulation, nous avons classifié les expériences en fonction de la méthode pour définir les fleuves de glace. Dans la figure (4.4.2) nous voyons qu'aux valeurs de vitesses importantes (supérieures à 100 m/an) les répartitions des vitesses modélisées pouvaient être superposées. Les vitesses modélisées obtenues avec les trois flux géothermiques sont assez proches entre elles, quelle que soit la méthode utilisée. Pour les faibles valeurs (entre 0 et 10 m/an), les répartitions de vitesses modélisées avec le flux géothermique proposé par Fox et par Llubes donnent des valeurs des vitesses plus importantes que celles obtenues avec Shapiro. Nous pouvons aussi remarquer que les zones où les distributions sont affectées par les cartes du flux géothermique sont localisées à hautes altitudes de la calotte, entre 2000 et 4000 m. Ceci est lié au fait que dans les régions centrales, le flux de chaleur lié à la déformation et au glissement est faible et c'est donc le flux géothermique qui gouverne essentiellement la température basale.

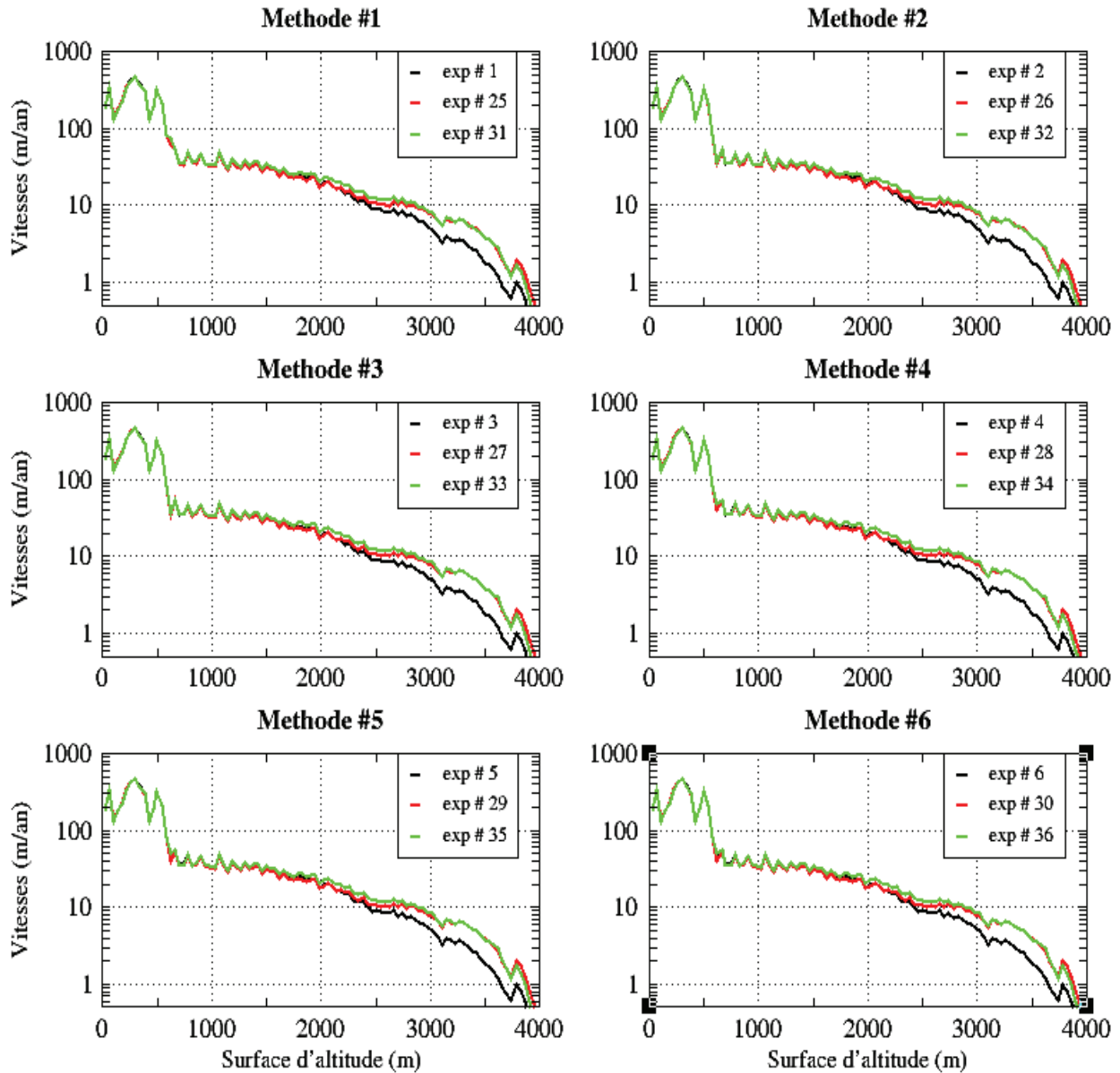


Figure 4.4.2. Distributions des vitesses modélisées en fonction de la topographie de la surface Antarctique partout dans le continent (c.-à-d., la vitesse moyenne de tous les points à une altitude donnée) après 100 ans de simulation. Les courbes noires, rouges et vertes représentant respectivement les vitesses modélisées avec le flux géothermique proposé par Shapiro (noir), Llubes (rouge) et Fox (vert).

Dans les régions où les vitesses sont plus fortes, les flux de chaleur liés à l'écoulement sont importants (par endroit plus élevés que le flux géothermique) et en général, cela aboutit à une base au point de fusion quelle que soit la carte de flux géothermique choisie. Nous pouvons observer que les distributions des vitesses ne sont pas très différentes entre une méthode et une autre méthode. Mais ce résultat est normal car les différences des vitesses entre les méthodes pour localiser les fleuves ont été des quelques millimètres par an, comme nous avons vu dans §4.2.

4.4.4.2 Topographie et courbures de la surface modélisée

La figure (4.4.3) indique la différence entre la topographie de la surface observée et la surface modélisée de la calotte Antarctique pour les expériences 6, 30 et 36. L'idée est de montrer la sensibilité spatiale de la hauteur de la surface modélisée en fonction des trois différentes cartes de flux géothermique que nous avons utilisées.

Les résultats montrent une forte ressemblance globale dans les différences d'altitude pour les 3 expériences, quelques zones positives (où la surface modélisée est au-dessus de l'observation) et négatives (où la surface modélisée est en-dessous de l'observation). Parmi les zones positives où on observe les plus importants effets sur la topographie nous mentionnons les régions près du dôme Argus (80°22'S, 77°21'E), montagnes Transantarctiques (près du Bryd), les fleuves de glace du Siple Coast (82°S, -130°E) et Recovery (81°S, -30°E). Les différences les plus marquées entre les différentes expériences sont localisées dans l'Antarctique de l'Est (plus précisément au niveau du dôme Argus), résultats aussi obtenus par plusieurs auteurs (Ritz et al. 1999 et 2001). Cela pourrait être dû à un écoulement SIA insuffisant dans ces zones, comme la glace est très froide, les valeurs du flux géothermique utilisées pourraient être très basses pour drainer la glace.

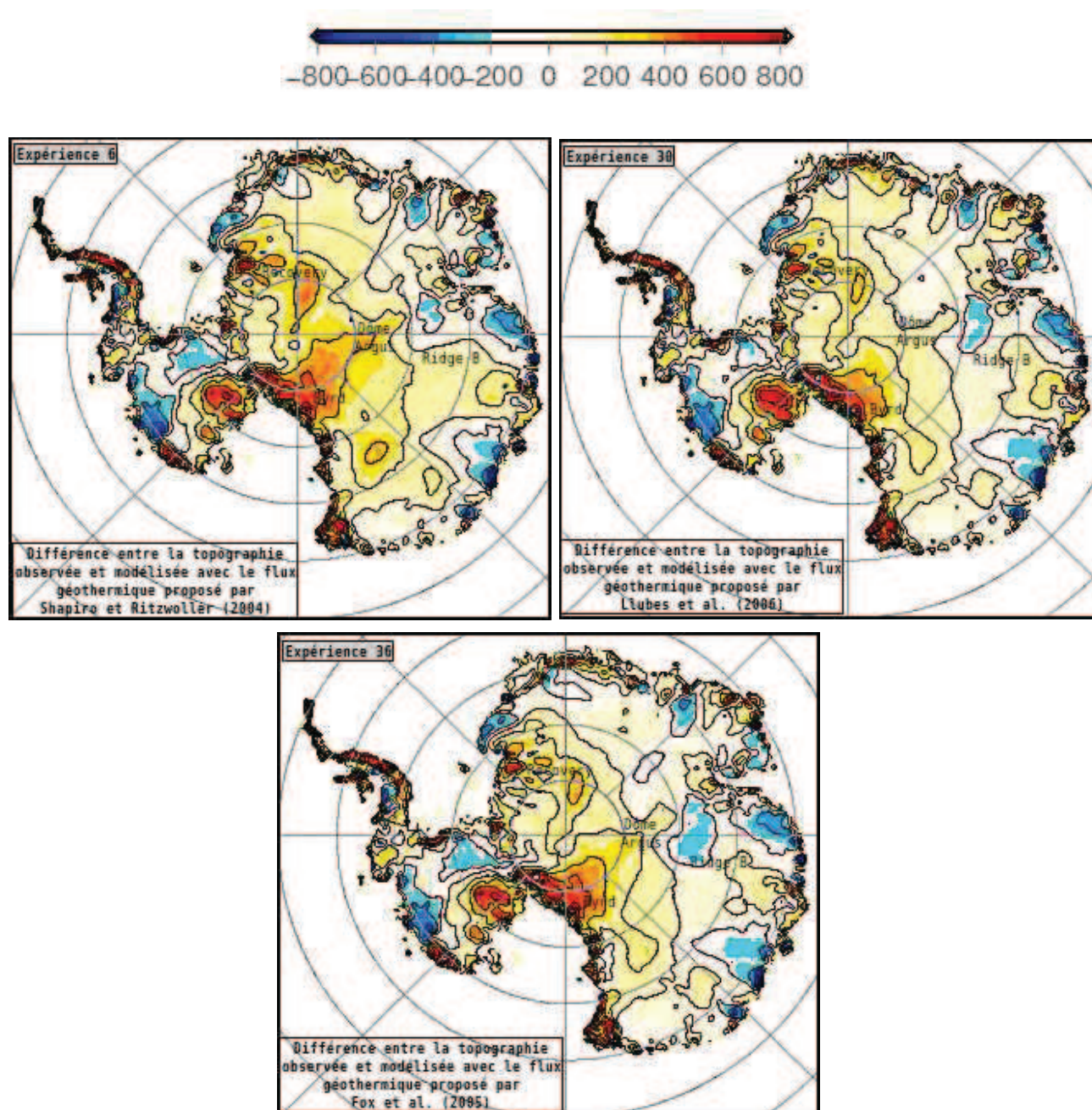


Figure 4.4.3. Différences entre la topographie de la surface observée et modélisée de la calotte de glace Antarctique (m) : en haut à gauche, expérience 6 (flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller 2004), en haut à droite, expérience 30 (flux géothermique proposé par Llubes et al 2006), et en bas expérience 36 (flux géothermique proposé par Fox et al 2005). Les iso-contours (en noir) sont calculés tous les 200 m d'altitude. La résolution des cartes est de 25 km.

Les résultats montrent aussi que la surface modélisée en utilisant le flux de Shapiro est plus élevée que les autres surfaces modélisées (avec les autres 2 flux géothermiques), mais aussi plus élevée que la surface observée. Près dôme Argus, la surface modélisée en utilisant le flux de Shapiro atteint une hauteur de 4300 mètres, c'est-à-dire 300 mètres de plus par rapport aux observations, et entre 100 et 200 mètres de plus que les résultats des modèles utilisant respectivement les flux de Llubes et de Fox. Ceci peut être expliqué par le flux géothermique proposé par Shapiro qui donne des valeurs plus basses dans ces zones que les autres (inférieures à 50mW/m^2).

Pour étudier l'impact spatial des 3 cartes du flux géothermique sur la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface Antarctique (Cry) nous avons pris que la méthode 6 pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. La figure 4.4.4 montre la courbure Cry observée et celles modélisées par les expériences 6, 30 et 36. Les courbures Cry modélisées sont assez proches entre elles, avec quelques différences. Par exemple, dans l'Antarctique de l'Est (du Ridge B vers les côtes) les structures des crêtes ou des montagnes sont différentes entre les 3 cartes. On observe aussi que les structures de crêtes du Dôme Fuji vers les côtes sont plus marquées dans l'expérience 30 que dans les expériences 36 et 6. Ceci peut être expliqué par le flux géothermique proposé par Llubes qui donne des valeurs plus basses (d'environ 50mW/m^2) dans ces zones que les autres (60mW/m^2 pour Shapiro et 56mW/m^2 pour Fox). En Antarctique de l'Ouest l'effet spatial des variations du flux géothermique est moins important. Le flux étant plus élevé qu'en Antarctique de l'Est (pour les trois cartes) et l'écoulement étant plus intense (plus de chaleur produite), les zones dont la base est au point de fusion sont très étendues. Lorsque la base est au point de fusion, l'impact du flux géothermique ne porte plus sur la température basale (et la viscosité de la glace) mais seulement sur le taux de fusion basale qui n'interagit pas avec l'écoulement dans les expériences présentées ici. Nous voyons aussi que les courbures Cry modélisées sont plus bruitées que l'observation, et en plus, que les structures des crêtes, montagnes et vallées dans les courbures Cry modélisées sont moins importantes que dans l'observation.

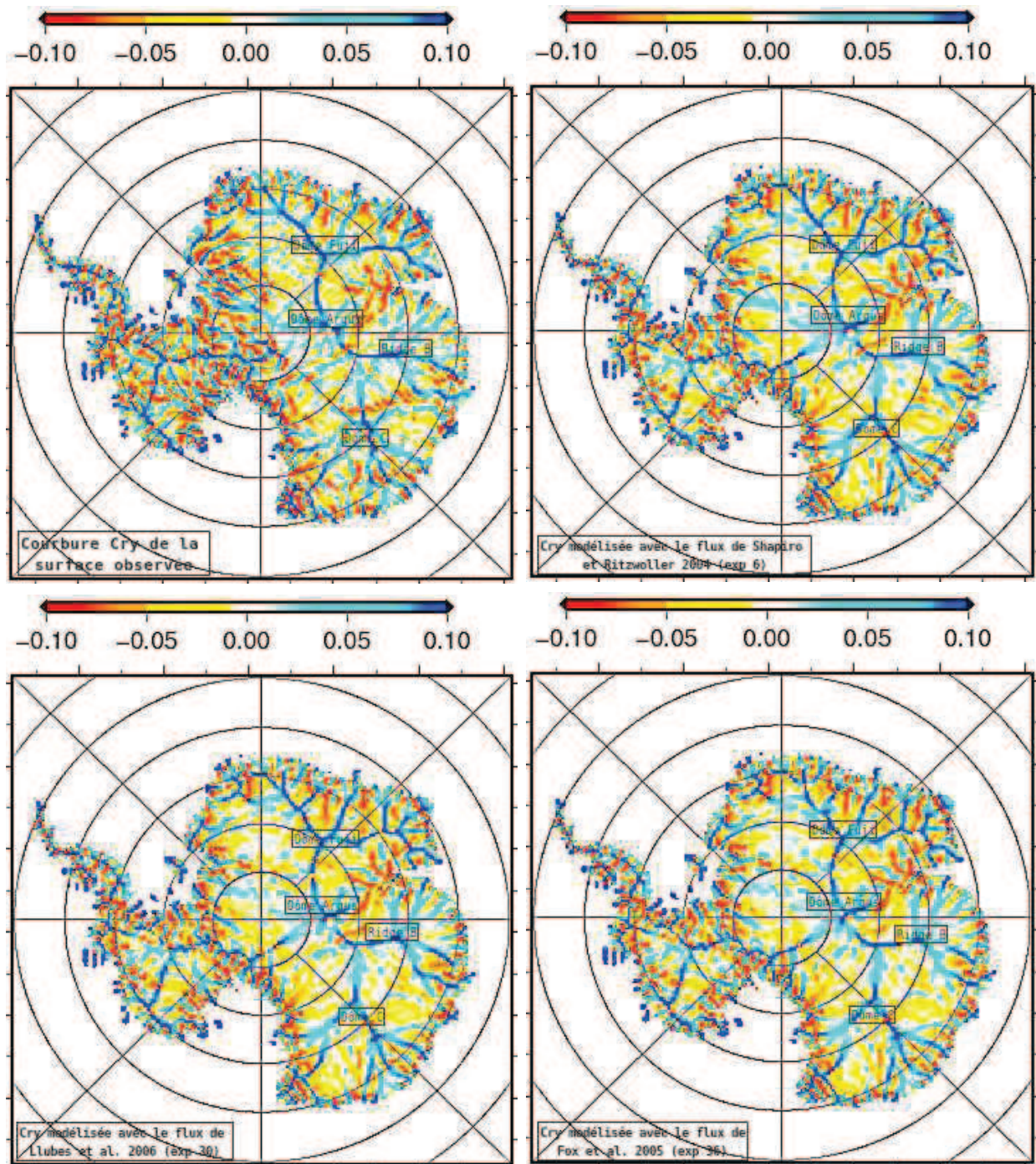


Figure 4.4.4. (En haut, à gauche) Courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface observée Antarctique, versus les résultats des trois expériences. (en haut, à droite) exp 6 : Cry modélisée avec le flux de Shapiro et Ritzwoller (2004); (en bas, à gauche) exp 30 : Cry modélisée avec le flux de Llubes et al., (2006) et (en bas, à droite) exp 36 : Cry modélisée avec le flux de Fox et al., (2005). L'échelle de couleur va entre -0,1 et 0,1 cm/km^2 et est la même pour les 4

cartes. La résolution des cartes est de 25km.

Pour mieux quantifier les résultats, nous avons pris en compte seulement les points de grilles pour lesquels l'épaisseur de la glace est connue. Nous avons calculé, la distribution moyenne de l'écart entre les surfaces modélisée et observée pour les 18 expériences (figure 4.4.5). La distribution de l'écart de la surface ($S_{modélisée} - S_{observée}$) résultant des expériences avec le flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004) est représentée en noir, celle avec le flux géothermique proposé par Llubes et al., (2006) en rouge, et en vert figurent les résultats obtenus avec le flux géothermique proposé par Fox et al. (2005).

Nous observons tout d'abord qu'effectivement la modélisation de l'altitude de la surface Antarctique dépend fortement du flux géothermique utilisé. Nous constatons qu'une variation moyenne d'environ 10 mW/m^2 dans les valeurs du flux géothermique n'affecte pas beaucoup la surface de 0 à 1500 mètres d'altitude. Par contre, cette variation du flux géothermique est plus sensible aux hautes altitudes de la surface. Ainsi, de 1500 à 2500 mètres d'altitude, la surface modélisée de la calotte Antarctique est faiblement affectée, d'environ 25 mètres, par une variation du flux géothermique de 10 mW/m^2 et de 2500 à 5000 mètres d'altitude, la surface modélisée est fortement affectée d'environ 100 mètres par cette même variation d'environ 10 mW/m^2 .

On observe que la différence entre la surface modélisée et la surface observée est plus marquée avec le flux géothermique proposé par Shapiro dans les surfaces supérieures à 2500 mètres. Cela peut être dû au fait que Shapiro donne les plus basses valeurs du flux dans ces zones (inférieurs à 48 mW/m^2) (figure 4.4.6).

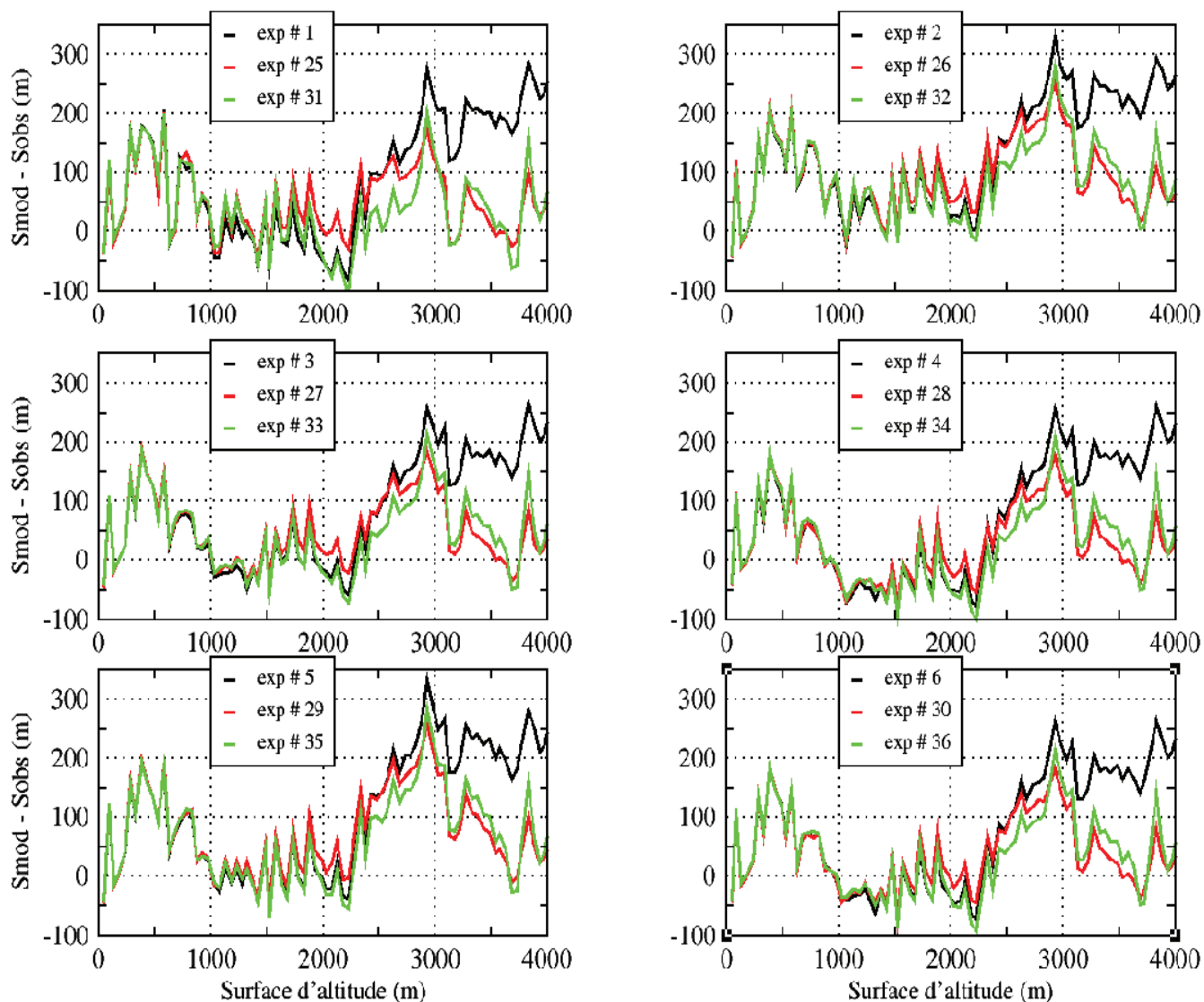


Figure 4.4.5 Distribution moyenne d'écart de la hauteur de la surface Antarctique (surface modélisée – surface observée) en fonction de la hauteur de la surface observée pour les 18 expériences (tableau 4.4). Ces distributions ont été calculées en prenant seulement en compte les points posés pour lesquels l'épaisseur de la glace est connue. Les distributions ont été calculées avec les résultats du modèle GRISLI à 25km de résolution, avec des surface d'altitude tous les 100 pas avec des frontières 0, 50, 100, ... ,5000 mètres. Les courbes en noir représentent les expériences faites avec le flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004), en rouge celles faites avec le flux géothermique proposé par Llubes et al., (2006) et en vert les résultats obtenus avec le flux géothermique proposé par Fox et al., (2005).

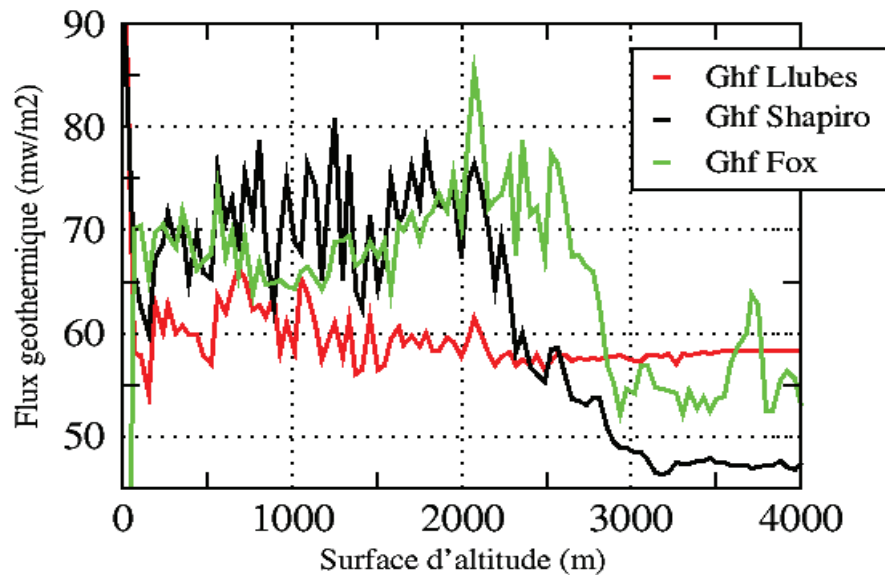


Figure 4.4.6 Distribution moyenne du flux géothermique en fonction de la hauteur de la surface observée. La courbe en noir est calculée avec le flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004), en rouge, avec le flux géothermique proposé par Llubes et al., (2006) et en vert, avec le flux géothermique proposé par Fox et al., (2005).

4.4.4.3 Température basale

La figure 4.4.7 illustre les distributions de la température basale pour les 18 expériences en fonction de la surface d'altitude après 100 000 ans de simulation. Nous voyons que la température basale est très sensible aux variations du flux géothermique aux hautes altitudes de la surface. Pour les surfaces au dessus de 2100 mètres d'altitude, la température basale modélisée avec le flux proposé par Shapiro (noir) est de quelques degrés (entre 5 et 10 °C) en-dessous de la température basale modélisée avec le flux proposé par Llubes et par Fox, qui ont des distributions assez proches sauf à une hauteur entre 1500 et 2500 mètres. Ces différences importantes sont localisées à l'intérieur de l'Antarctique de l'Est, où l'advection horizontale et surtout la dissipation sont négligeables, ainsi il y a une plus grande sensibilité aux conditions de frontière (Llubes et al., 2005).

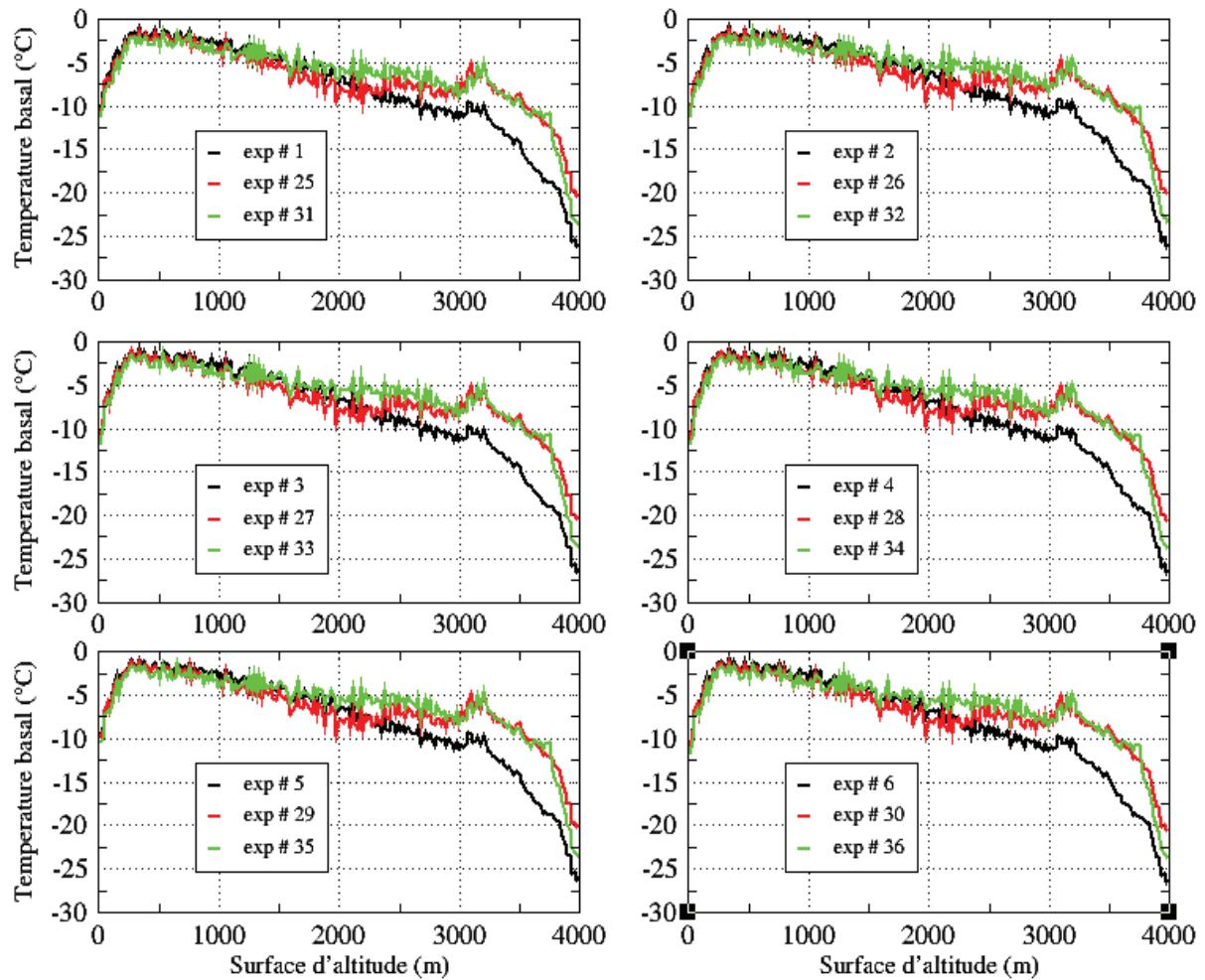


Figure 4.4.7 Distribution de la température basale modélisée en fonction de la hauteur de la surface observée pour les 18 expériences (tableau 4.4). Les courbes en noir représentent les expériences faites avec le flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004), en rouge celles faites avec le flux géothermique proposé par Llubes et al., (2006) et en vert les résultats obtenus avec le flux géothermique proposé par Fox et al., (2005).

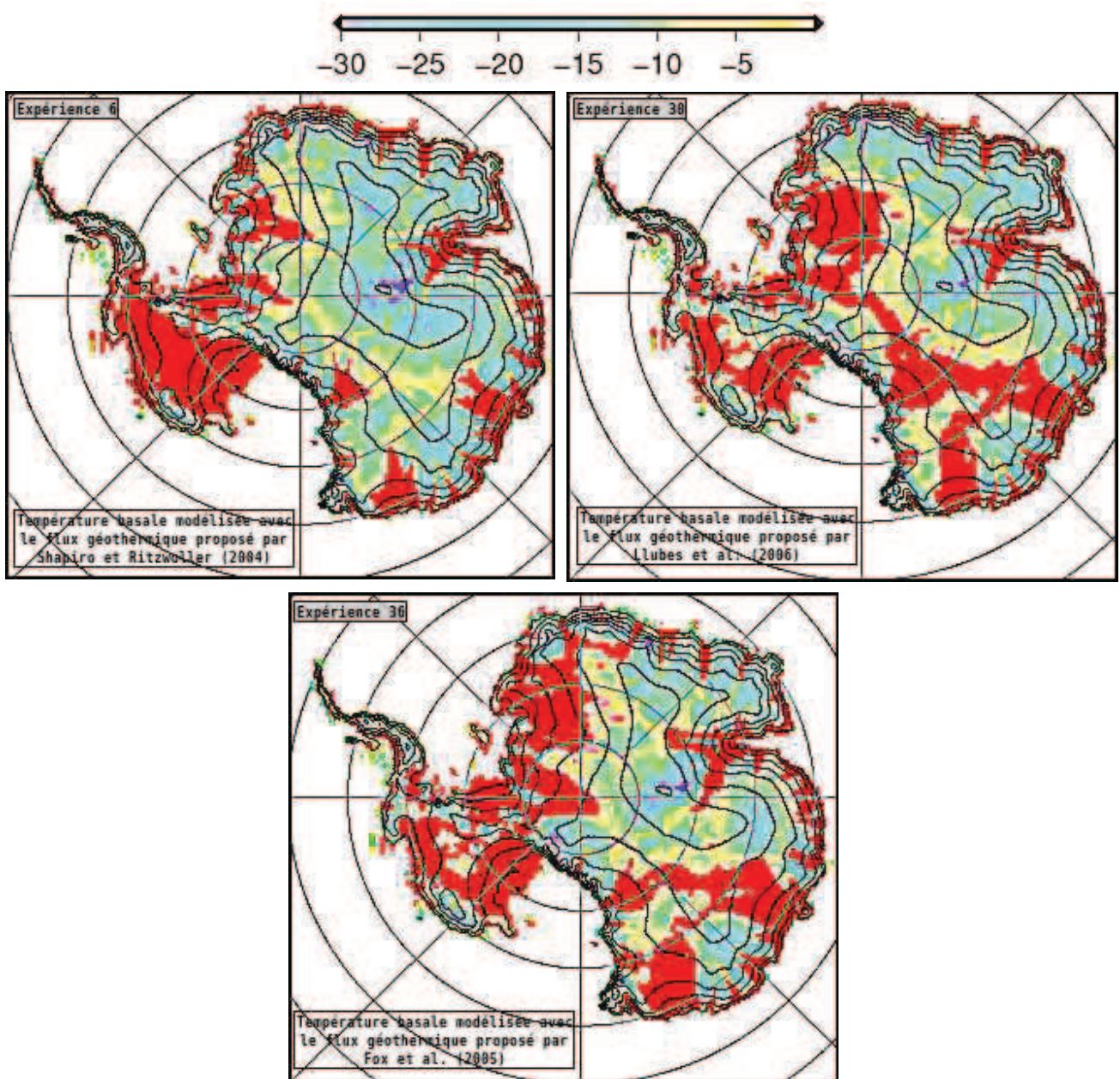


Figure 4.4.8 Température basale modélisée (°C). En haut à gauche, expérience 6 (flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller 2004), en haut à droite, expérience 30 (flux géothermique proposé par Llubes et al 2006), et en bas expérience 36 (flux géothermique proposé par Fox et al 2005). Les iso-contours (en noir) sont calculés tous les 200 m d'altitude. La résolution des cartes est de 25 km.

Pour comprendre l'effet spatial du flux géothermique sur la température basale dans le continent, nous avons dans la figure 4.4.8, les cartes modélisées par les expériences 6, 30 et 36 (même méthode pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle). Nos résultats montrent de grandes différences dans la répartition spatiale de la fusion basale entre les différents flux géothermiques utilisés, résultats en accord avec ceux trouvés par Pattyn (2010). En plus, nos résultats montrent que la sensibilité de la température basale au flux géothermique semble ne pas être très significative en l'Antarctique de l'Ouest et près des côtes, et que les zones où la température basale est au point de fusion coïncident en grande partie avec les zones connues pour avoir des vitesses importantes. Ce qui peut être expliqué par la dissipation thermique de la glace grâce au frottement.

Le tableau 4.4.1 indique pour ces 3 expériences (expériences 6, 30 et 36) le pourcentage de la calotte posée au point de fusion. L'expérience qui a donné la plus grande étendue au point de fusion est celle avec le flux géothermique proposé par Fox (avec 37,05 %) ensuite, celle avec le flux géothermique proposé par Llubes (avec 34,04 %). L'expérience où la température basale est la moins suivante au point de fusion est celle utilisant le flux géothermique proposé par Shapiro. Pattyn (2010) a trouvé aussi que la plus grande étendue de fusion basale était obtenue avec les données de Fox et al., (2006) et leurs combinaisons. Par contre, les plus basses étendues de fusion basale ont été trouvées avec un flux géothermique uniforme de 42 mW/m².

| Expérience | Méthode | Flux géothermique | % de donné au point de fusion | Température basale moyenne quand la base est froide |
|-------------------|----------------|--------------------------|--------------------------------------|--|
| 6 | 6 | Shapiro | 27,68 % | -11,19 °C |
| 30 | 6 | Llubes | 34,05 % | -10,05 °C |
| 36 | 6 | Fox | 37,05 % | -9,45 °C |

Tableau 4.4.1 : en colonnes les expériences 6, 30 et 36. En ligne la méthode utilisée pour localiser les fleuves de glace, le flux géothermique utilisée, le pourcentage des données au point de fusion et la température basale moyenne dans les zones de base froide.

Au regard de nos résultats il semble que la sensibilité au flux géothermique est très significative quand la base de la calotte est froide vers l'intérieur du continent (en dessous du point de fusion) car alors le champ de température est conditionné par le gradient de température basal, lui-même relié au flux géothermique. Vers les bords du continent où la base de la calotte est tempérée, le flux géothermique n'agit plus que sur le taux de fusion basale, la température basale étant alors fixée au point de fusion (Ritz, thèse d'état). Dans les régions à basse altitude on trouve plus souvent des températures au point de fusion, à cause de la dissipation thermique car dans ces zones l'accumulation et la vitesse de la glace sont plus importantes.

4.4.5 Conclusion intermédiaire

Plusieurs travaux ont étudié l'impact des variations du flux géothermique dans l'évolution de la calotte de glace Antarctique et dans la calotte du Groenland. Ritz et al., (1997 et 2001) ont utilisé des valeurs du flux géothermique entre 42 et 60 mW/m² pour les calottes de glace Antarctique et du Groenland, et ils ont trouvé des effets sur le volume de la calotte et sur son étendue. Kerr et Huybrechts (1999) ont mené une étude qui a corroboré ces conclusions. Hansen et Greve (1996) ont utilisé une variabilité plus grande dans le flux géothermique pour l'Antarctique, entre 42 à 105 mW/m², où ils ont aussi trouvé des modifications importantes dans le volume et dans la géométrie de la calotte, comme je l'ai mis en évidence dans la présente étude. Mais à la différence de ces travaux, mon étude utilise un flux géothermique distribué spatialement, et non uniforme pour l'ensemble de la calotte.

Shapiro et Ritzwoller (2004) ont été parmi les premiers à proposer des distributions spatiales du flux géothermique pour l'ensemble du globe, grâce à une méthode utilisant un modèle sismique et par analogie, ils ont supposé que dans les régions structurellement similaires le flux géothermique a des valeurs équivalentes. Ensuite, Fox et al., (2005) ont proposé une distribution spatiale du flux géothermique limité au continent Antarctique, à partir des informations du champ magnétique. Llubes et al (2006) ont aussi estimé une distribution du flux géothermique de la calotte de glace Antarctique, à travers des données géologiques existantes. Ensuite, Pollard et al. (2006) ont été parmi les premiers à s'en servir pour faire des études des sensibilités dans la

calotte de glace Antarctique, en utilisant des distributions spatiales du flux géothermique dérivées de modèles géologiques. Et plus récemment, Pattyn (2010) a fait des études de sensibilités sur 8 différentes distributions du flux géothermique, obtenues en combinant les données de Shapiro et Ritzwoller (2004), Fox et al (2005), Pollard et al (2006) et des valeurs constantes 42 et 52 mW/m², par exemple : (Shapiro + Fox)/2 , (Shapiro + Pollard) /2 , (Shapiro + Fox + Pollard)/3, etc. Il a alors trouvé de grandes différences dans la répartition spatiale de la fusion basale entre les différents flux géothermiques utilisés, et que la plus grande étendue de fusion basale (> 60%) était obtenue avec les données de Fox et al., (2006) et leurs combinaisons. Par contre, les plus basses étendues de fusion basale (32%) ont été trouvées avec un flux géothermique uniforme de 42 mW/m². Il a aussi trouvé que le flux de Shapiro donnait un meilleur accord avec les informations disponibles (profils de température, présence de lacs, etc.).

Nous avons utilisé trois cartes du flux géothermique (Shapiro et Ritzwoller(2004), Llubes et al.(2006) et Fox et al. (2005)) pour étudier la sensibilité de la calotte Antarctique à la variation du flux géothermique. Nos résultats ont montré que quelle que soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace, les cartes du flux géothermique proposées par Llubes et al (2006) et par Fox et al (2005) donnent, à haute altitude (entre 2000 et 4000 mètres), des valeurs de vitesses d'écoulement plus importantes (voir figure 4.4.2), et une surface modélisée plus proche à l'observée (voir figures 4.4.5 et 4.4.3), que celles obtenues avec le flux géothermique proposé par Shapiro et Ritzwoller (2004). Cela est dû au fait que dans les régions centrales, les cartes du flux géothermique proposées par Llubes et al (2006) et par Fox et al (2005) ont des valeurs supérieures à 50 mW/m² (contrairement à Shapiro et Ritzwoller (2004)), et de plus dans ces régions, le champ de température est gouverné essentiellement par le flux géothermique, car la chaleur liée à la déformation et au glissement est faible. Nos résultats ont également montré qu'une variation moyenne d'environ 10 mW/m² dans les valeurs du flux géothermique n'affecte pas beaucoup la topographie de surface comprise entre 0 et 1500 mètres d'altitude. Par contre, cette variation du flux géothermique affecte davantage les hautes altitudes de la topographie de surface, car lorsque la base est au point de fusion, l'impact du flux géothermique ne porte plus sur la température basale (et la viscosité de la glace) mais seulement sur le taux de fusion basale qui n'interagit pas avec l'écoulement dans les expériences présentées ici.

D'après cette étude, nous pouvons conclure que le flux géothermique joue un rôle très important dans la modélisation de la dynamique de la calotte de glace Antarctique. Au regard de nos résultats il semble qu'une carte ou une autre du flux géothermique donnera des résultats différents dans la modélisation de la calotte de glace par l'action de plusieurs facteurs : d'abord, en fonction du jeu de données utilisé (altitude de surface, épaisseur de la glace, socle rocheux, etc.), ensuite en fonction de la physique utilisée dans le modèle, et des paramétrisations employées.

4.5 Comparaisons Modèle-donnée

Cette partie a pour but de répondre à diverses questions. Par exemple, est-ce que le modèle de glace GRISLI reproduit bien les structures spatiales observées de la surface ? pour répondre à cette question, nous avons calculé la topographie, la plus grande pente de la surface, les courbures C_{rx} et C_{ry} de la surface modélisée avec une seule expérience (expérience 1), et nous l'avons comparée avec l'observation.

On observe que la topographie de la surface Antarctique modélisée donne des structures spatiales assez proches à celles de l'observation (figure 4.5.1). Quelques différences modèle-donnée sont rencontrées. Par exemple : à l'intérieur du parallèle 81°S , près de la zone des Montagnes Transantarctiques, près du glacier Recovery et près de Siple Coast, où la topographie donnée par le modèle semble être au-dessus de la topographie observée. Ces différences entre les topographies observées et modélisées peuvent être expliquées entre autres par la résolution du modèle, laquelle est encore grande pour bien drainer la glace dans certaines zones, par exemple dans la zone montagneuse, ou par le manque de données dans les zones pas couvertes par le satellite. Nous avons observé que les différences entre les topographies rencontrées près du dôme A (ou dôme Argus) sont diminuées, si l'on utilise la carte du flux géothermique proposée par Llubes, et al. (Par exemple voir expérience 30, §4.4), car dans cette zone les valeurs du flux géothermique données par LLubes sont bien plus élevées que celles données par Shapiro, ce qui fait que la glace étant plus chaude, le modèle draine mieux la glace dans cette zone.

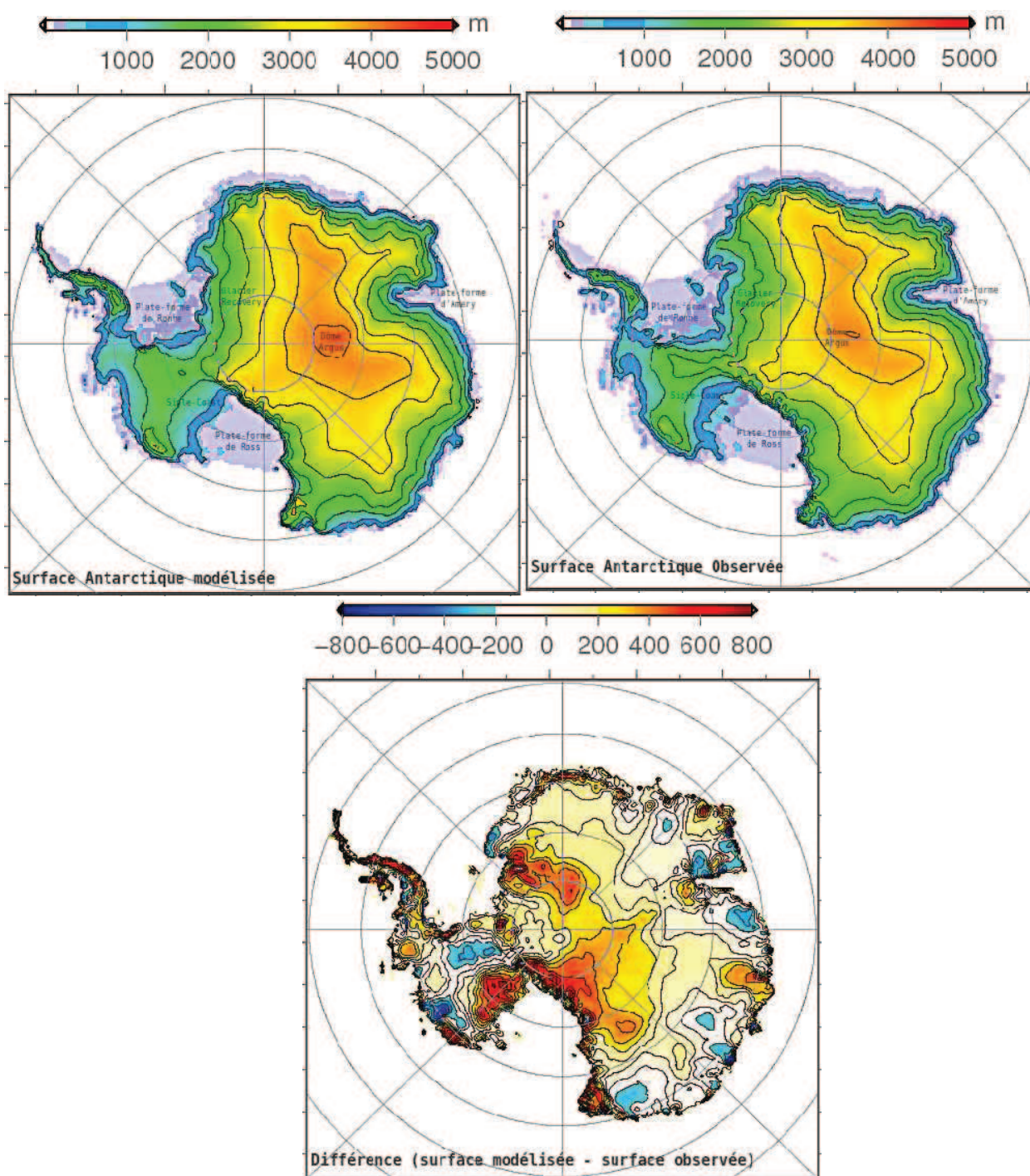


Figure 4.5.1 Topographie de la surface Antarctique : en haut à gauche, modélisée. En haut à droite, observée et en bas, différence entre la topographie modélisée et l'observée

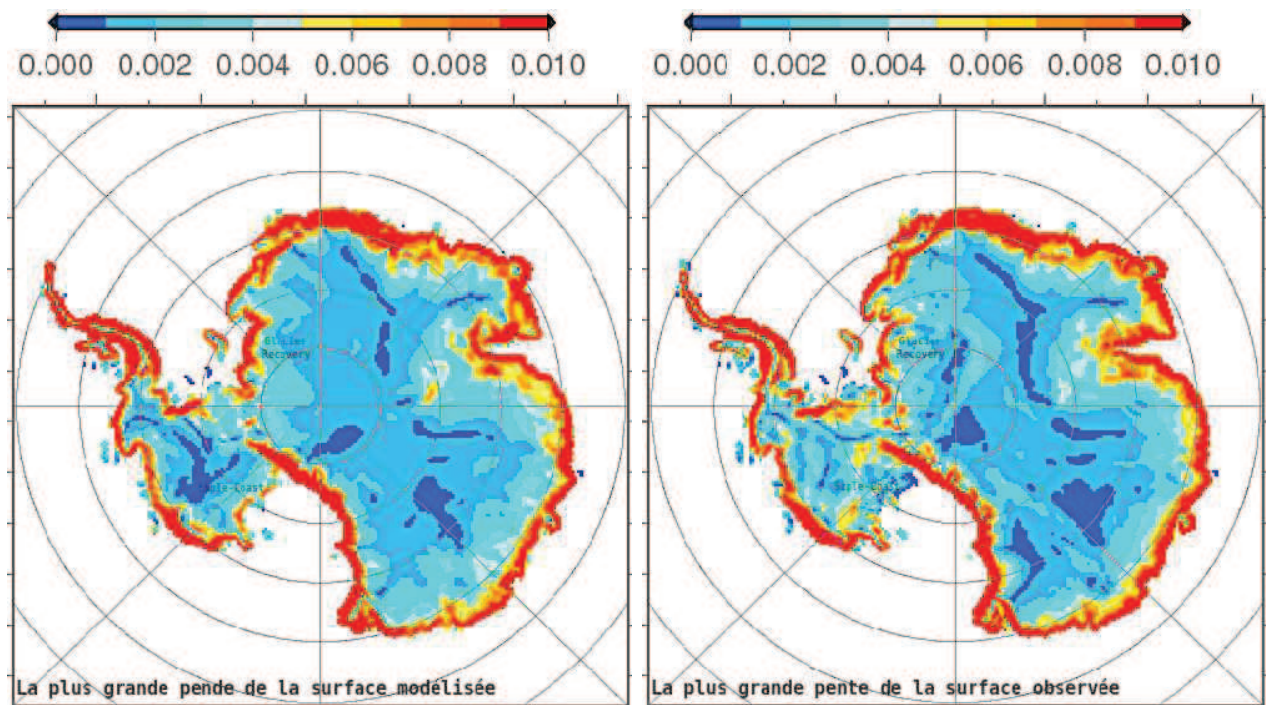


Figure 4.5.2 La plus grande pente de la surface Antarctique : en haut à gauche, modélisée et calculée avec un rayon de 50km. En haut à droite, observée et calculée avec un rayon de 50km.

A grande échelle, on observe dans la modélisation et dans l'observation que les faibles valeurs de pente (inférieures à 0.002) sont rencontrées principalement dans le centre de la calotte ou sur les crêtes de la calotte (zones bleu foncé). Et les valeurs plus fortes de pente (supérieures à 0.008 et montrées en rouge) sont rencontrées exclusivement sur la côte de la calotte. En général, les structures de la plus grande pente de la surface modélisée semblent être assez proches aux celles observées dans l'ensemble du continent. Sauf quelques différences à l'intérieur du 81°S, près du glacier Recovery et de Siple Coast (mêmes zones où nous avons rencontré de différences entre les topographies observées et modélisées). Ces différences dans les structures de la plus grande pente de la surface vont affecter la vitesse et la direction du drainage de la glace dans le modèle, et en conséquence la topographie de la calotte, car la direction de l'écoulement de la glace suit normalement la plus grande pente de la surface.

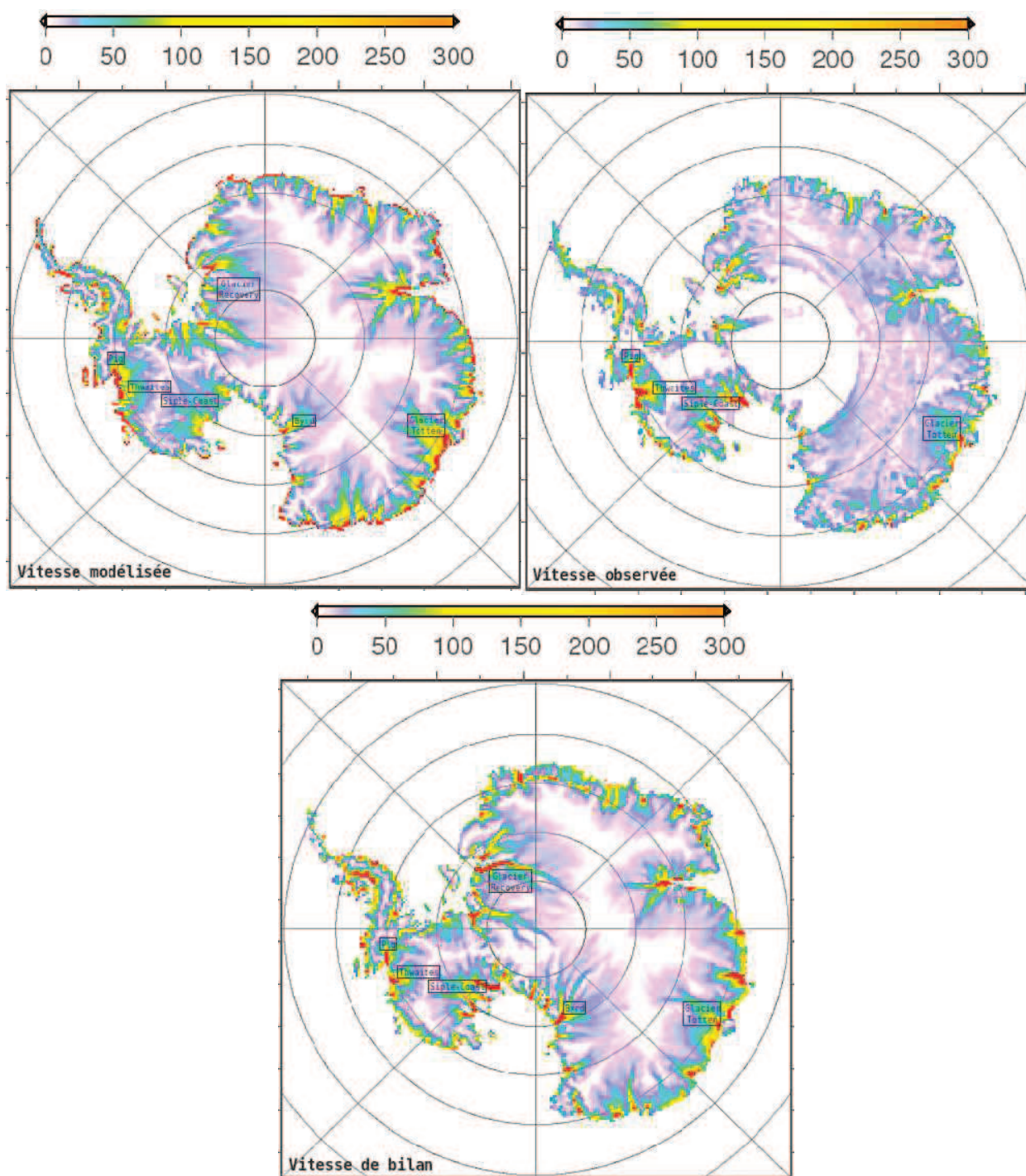


Figure 4.5.3 En haut à gauche, vitesse modélisée à l'équilibre. En haut à droite, vitesse observée (Rignot et al 2008) et en bas, vitesse de bilan déduite des observations (topographie de Rémy + Accumulation d'Arthern) et en utilisant le code de Lebrocq.

Les structures des vitesses modélisées sur le continent semblent aussi être proches des vitesses observées (figure 4.5.3). En général, on observe que les vitesses sont basses dans les régions centrales et augmentent vers les bords de la calotte. Mais ces vitesses modélisées tendent à être en-dessous des vitesses observées (Rignot et al 2008), par exemple, près de Siple Coast, de Pig et de Thwaites (Antarctique de l'Ouest). Et ces vitesses modélisées semblent être au-dessus de l'observation près du glacier Totten (Antarctique de l'Est). Les différences entre les vitesses observées et modélisées peuvent être expliquées par le fait que les vitesses données par le modèle à la fin de la simulation (100 000 ans) sont plutôt des vitesses de bilan pour la topographie modélisée, donc elles ne sont pas forcément comparable avec les vitesses observées étant la calotte actuelle en déséquilibre en certains endroits.

En comparant les vitesses données par le modèle GRISLI (vitesses modélisées après 100 000 ans de simulation) avec les vitesses de bilan (vitesses de bilan calculées depuis le code de Lebrocq et déduites des observations), nous observons d'importantes similitudes dans les structures des vitesses sur l'ensemble du continent. Mais quelque fois, les structures des vitesses élevées données par la carte de la vitesse de bilan sont plus fines et intenses par rapport aux structures données par les vitesses modélisées. Par exemple, près du glacier Recovery, Byrd, Totten, Siple Coast, etc. Il semble que le modèle a des difficultés pour reproduire des fleuves étroits et rapides et cela provient vraisemblablement de la résolution. C'est peut-être ce qui fait que le modèle gagne de la masse près le Siple Coast, près la zone de montagnes Transantarctiques, etc.

D'un autre côté, le modèle donne dans quelques zones des vitesses au-dessus des vitesses observées et des vitesses de bilan. Par exemple : près du glacier Totten (Antarctique de l'Est), ce qui peut expliquer que le modèle perde de la masse dans cette région. Ici aussi la résolution peut être en cause : le modèle ne sait faire que des fleuves de largeur 25, 50 km et les cas intermédiaires (15 ou 30 km par exemple) seront forcément mal pris en compte. Il faut absolument remarquer que ce type de comparaisons est limité par le fait que ces vitesses (modélisées, observées et de bilan) ne sont pas complètement comparables, car ces cartes ont été obtenues par moyens différentes et qu'elles représentent des choses légèrement différentes. L'intérêt de ce travail est de montrer dans quelle mesure le modèle est capable de reproduire des structures des vitesses proches des observations et des vitesses de bilan.

En comparant les cartes observées et modélisées de la courbure parallèle et celle perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (C_{rx} , C_{ry} respectivement, figure 4.5.4 et figure 4.5.5), nous observons que le modèle de glace GRISLI n'est pas loin de reproduire les structures observées.

On observe que les ondulations de la courbure C_{rx} modélisée sont assez régulières sur l'ensemble du continent comme dans l'observation (figure 4.5.4 en haut), et leurs amplitudes varient très fortement entre $-0,05$ et $0,05 \text{ cm/km}^2$. D'un autre côté, la courbure C_{ry} (pour les surfaces modélisée comme observée, figure 4.5.5, en haut) nous permet de visualiser les principaux dômes de l'Antarctique de l'Est : le dôme Fuji, le dôme A, B et C et les structures des crêtes (couleur bleue) qui partent du dôme vers les côtes, et qui permettent entre autre de séparer les bassins versants dans le continent. Nous pouvons aussi voir les vallées de la surface, les moins profondes et les plus profondes (couleur rouge) comme celles vues dans la courbure observée. Mais on remarque que les courbures C_{rx} et C_{ry} modélisées sont plus lisses que celles observées. Par exemple, dans C_{rx} , les structures plus lisses sont observées à l'intérieur de 81°S , près du glacier Recovery, de la Terre Victoria ou de la Terre Princess Elizabeth. Et dans C_{ry} on observe aussi un importante lissage vers Siple Coast, où les vallées de la surface modélisées sont moins profondes et les crêtes plus basses que celles observées. Ce lissage dans les structures de la topographie peut être lié aux données du socle rocheux pour lequel n'y a pas assez des mesures. Nous pourrions par exemple supposer que les valeurs données par Bedmap dans la carte du socle soient plus lisses que celles de la réalité.

L'effet du lissage dans la topographie du modèle peut être dû à plusieurs facteurs, et nous étudions deux : la résolution et la donnée du socle.

- La résolution

Nous avons observé que les sorties du modèle en 25 km ne sont pas forcément comparables avec les observations en 25 km, car le modèle tient compte la physique de

la glace (par exemple : conservation de la masse, SIA, SSA, etc. Voir chapitre 2) et diverses données d'entrées (par exemple : l'accumulation de glace, le flux géothermique, l'épaisseur de la glace, le socle rocheux. Ces deux derniers, sont mal connus dans certaines régions du continent. Voir chapitre 1).

Pour analyser la résolution sur laquelle les structures modélisées semblent aux structures observées, nous avons alors calculé les courbures C_{rx} et C_{ry} modélisées avec un rayon de 50 km (figure 4.5.4 et 4.5.5 en haut à gauche), et les courbures C_{rx} et C_{ry} observées à différents rayons (50 km, 75 km, 100 km, etc.) (figures 4.5.4 et 4.5.5 en haut à droite à 50 km et en bas à gauche à 75 km). Nous observons une meilleure ressemblance entre les structures observées et modélisées, quand les courbures observées (C_{rx} et C_{ry}) ont été calculées avec un rayon plus grand que pour la modélisation (Par exemple, modélisées avec un rayon de 50km et observées avec un rayon de 75km). Cela montre que le modèle GRISLI lisse la topographie de la surface et leurs structures.

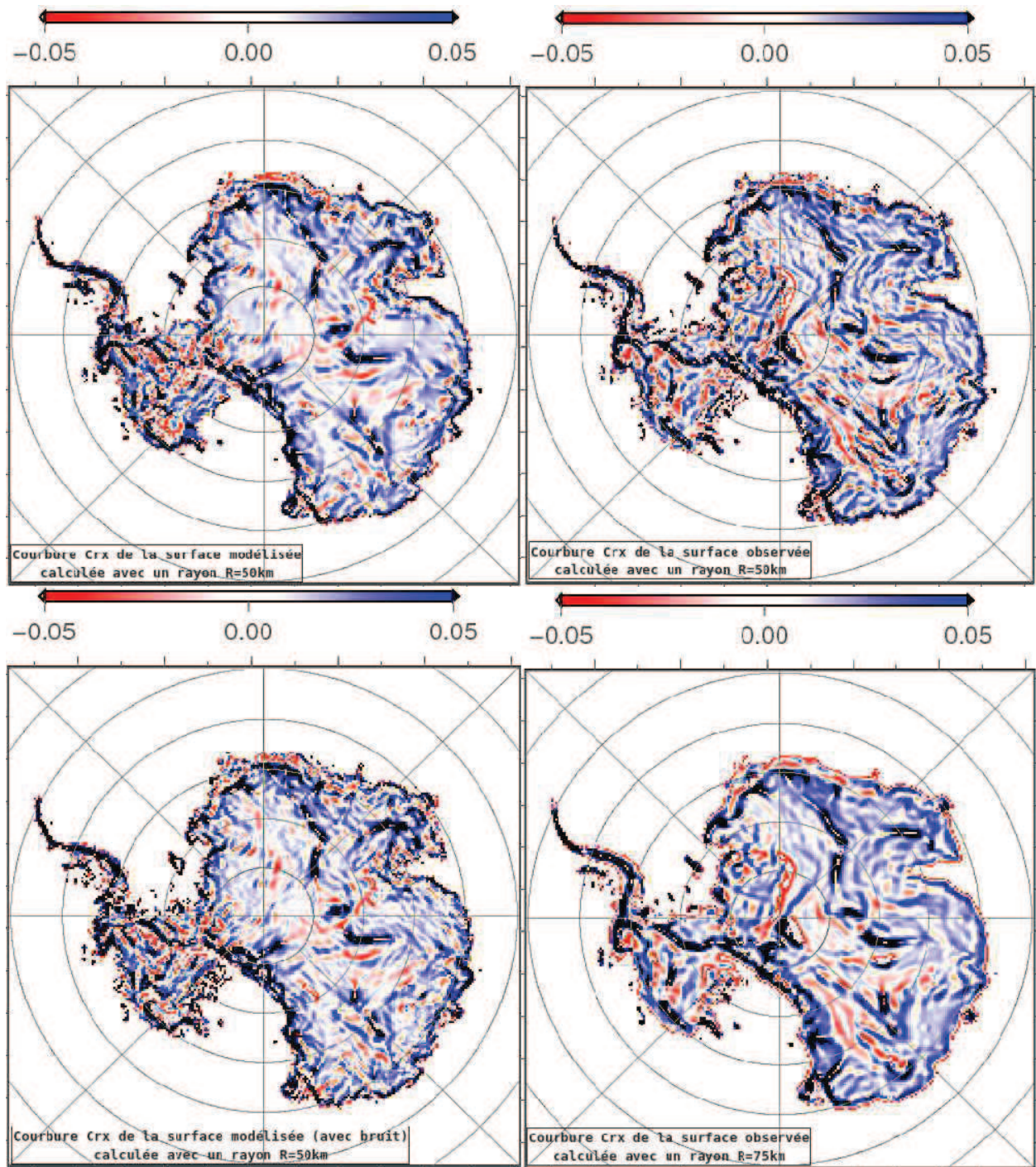


Figure 4.5.4 Courbure C_{rx} de la surface Antarctique: en haut à gauche, courbure modélisée et calculée avec un rayon de 50 km. En haut à droite, courbure observée et calculée avec un rayon de 50km. En bas à gauche, courbure observée et calculée avec un rayon de 75km. En bas à droite, courbure modélisée avec bruit et calculée avec un rayon de 50km.

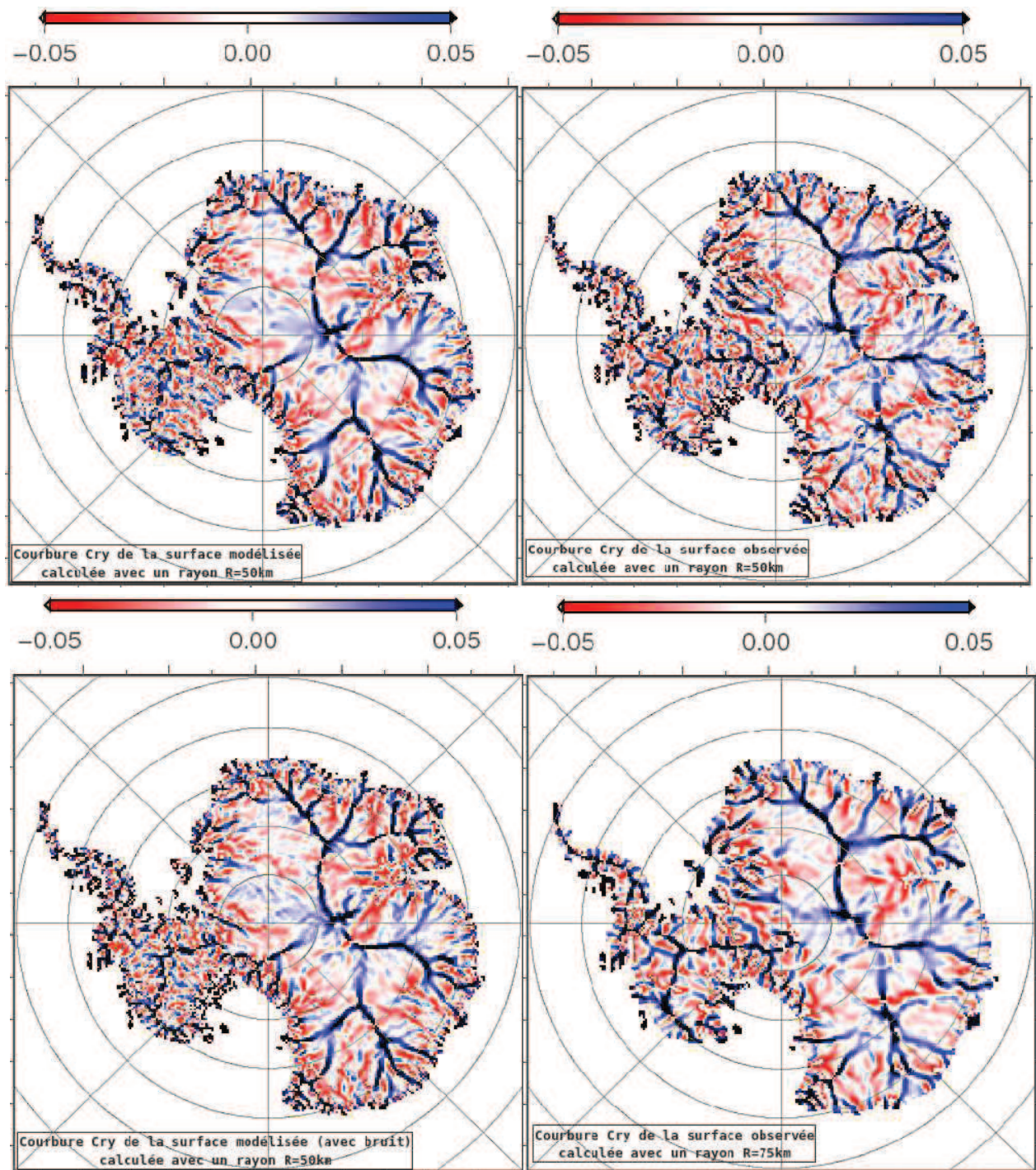


Figure 4.5.5 Courbure Cry de la surface Antarctique: en haut à gauche, courbure modélisée et calculée avec un rayon de 50km. En haut à droite, courbure observée et calculée avec un rayon de 50km. En bas à gauche, courbure observée et calculée avec un rayon de 75km. En bas à droite, courbure modélisée avec bruit et calculée avec un rayon de 50 km.

- Données du socle

Les lissages dans les structures de l'Antarctique modélisées pouvaient être liés au socle rocheux, qui n'est pas connu partout (voir la distribution des données d'épaisseur de glace in situ utilisées par Bedmap. Chapitre 1). Pour tester alors cette hypothèse, nous avons ajouté un bruit blanc au socle rocheux qu'on utilise dans le modèle GRISLI (voir annexe E, pour visualiser le bruit blanc et les cartes du socle avec et sans bruit). La valeur de l'amplitude choisie du bruit est de 200 mètres, qui est à comparer à la résolution du modèle (25 km x 25 km) et aux valeurs du socle Antarctique (-1500 à 2400 mètres). Il faut noter que ce bruit est ajouté pour simuler l'effet de la mauvaise connaissance du socle liée au manque de donnée mais aussi la représentativité des données dans chaque maille du modèle. En effet, pour construire la grille en 25 km. Cette méthode a l'avantage de conserver la masse mais en terme de dynamique glaciaire, elle n'est pas forcément aussi pertinente. En effet, en raison des nombreuses non-linéarités liées à l'épaisseur, l'altitude « dynamiquement efficace » du socle peut être différente de l'altitude moyenne. Par exemple une montagne sous-glaciaire peut jouer un rôle prédominant en bloquant l'écoulement dans une maille, ou un fleuve de glace sous-maille situé dans une vallée sous-glaciaire peut suffire à drainer la glace.

Le bruit utilisé dans cette expérience n'avait aucune structure, ce que nous avons vérifié en calculant ses courbures. Pour cette simulation alors, nous avons utilisé les mêmes conditions initiales que dans la simulation discutée antérieurement (expérience 1). La différence entre ces deux expériences est basée seulement sur la donnée du socle utilisée (c.-à-d., avec et sans bruit).

Les résultats montrent qu'après 100 000 ans de simulation, les deux expériences sans et avec le bruit du socle sont stationnaires. Et que les structures des courbures modélisées avec le bruit du socle (C_{rx} et C_{ry}) semblent être plus proches des structures observées, que celles structures obtenues sans bruit (figure 4.5.4 et 4.5.5. En bas à droite : modélisées avec bruit, en haut à droite : observées et en haut à gauche : modélisées sans bruit). Ce qui nous permet voir que le socle rocheux est très dominant

dans GRISLI. Dans les zones où le modèle applique les approximations Shallow Ice (SIA), le socle avec le bruit est capable de mieux reproduire les ondulations observées du C_{rx} . Par contre dans les fleuves de glace où la SIA ne joue pas un grand rôle, les structures de la courbure C_{rx} modélisée et observée sont très différentes, par exemple près du glacier Recovery et Lambert. En analysant les différences des courbures (c.-à-d., C_{rx} et C_{ry}) sans bruit et avec bruit (figure 4.5.6) on observe une certaine courbure, ce qui montre l'effet du socle sur les deux courbures. En conclusion, les courbures C_{rx} et C_{ry} sont très affectées par le socle rocheux, et en plus, C_{rx} suit la structure du socle projetée sur la normale aux lignes d'écoulement.

On rappelle que dans les deux simulations : sans et avec bruit sur le socle rocheux, on part d'un état initial sans fleuves de glace activés. Ensuite la pression d'eau augmente très lentement et les fleuves activés par le modèle apparaissent après 10 000 et 20 000 ans de simulation. L'étendue de fleuves croît lentement avec le temps jusqu'à atteindre l'équilibre (100 000 ans de simulation). Le bruit que nous avons ajouté sur le socle rocheux semble avoir peu d'influence dans la quantité de fleuves de glace activés par le modèle à l'équilibre. Mais, dans quelques zones, ce bruit semble affecter le moment auquel les fleuves de glace apparaissent activés par le modèle. Par exemple, les fleuves activés près de Siple Coast après 10 000 ans de simulation. Dans cette zone après 10 000 ans de simulation, le modèle a activé une quantité plus importante de fleuves en utilisant le socle avec bruit que dans le cas sans bruit. Ensuite, après 20 000 ans et/ou 50 000 ans de simulation, le modèle semble avoir la même quantité de fleuves activés dans les deux expériences (figure 4.5.7).

Le comportement d'activation de fleuves de glace dans GRISLI est dépendant des conditions basales gouvernées par l'hydrologie sous-glaciaire : il existe plusieurs types de drainage de l'eau sous-glaciaire (voir thèses Peyaud 2006, De Fleurian 2010). Soit par diffusion dans un sédiment, soit à travers des canaux, soit dans des cavités à la base de la glace. Dans la version actuelle de GRISLI, seule la diffusion dans le sédiment est prise en compte. Lorsqu'un sédiment recouvre le socle, l'eau peut diffuser à l'intérieur et il est donc vite saturé. La pression de l'eau augmente alors jusqu'au-delà des forces de cohésion du sédiment et celui-ci commence alors à se déformer.

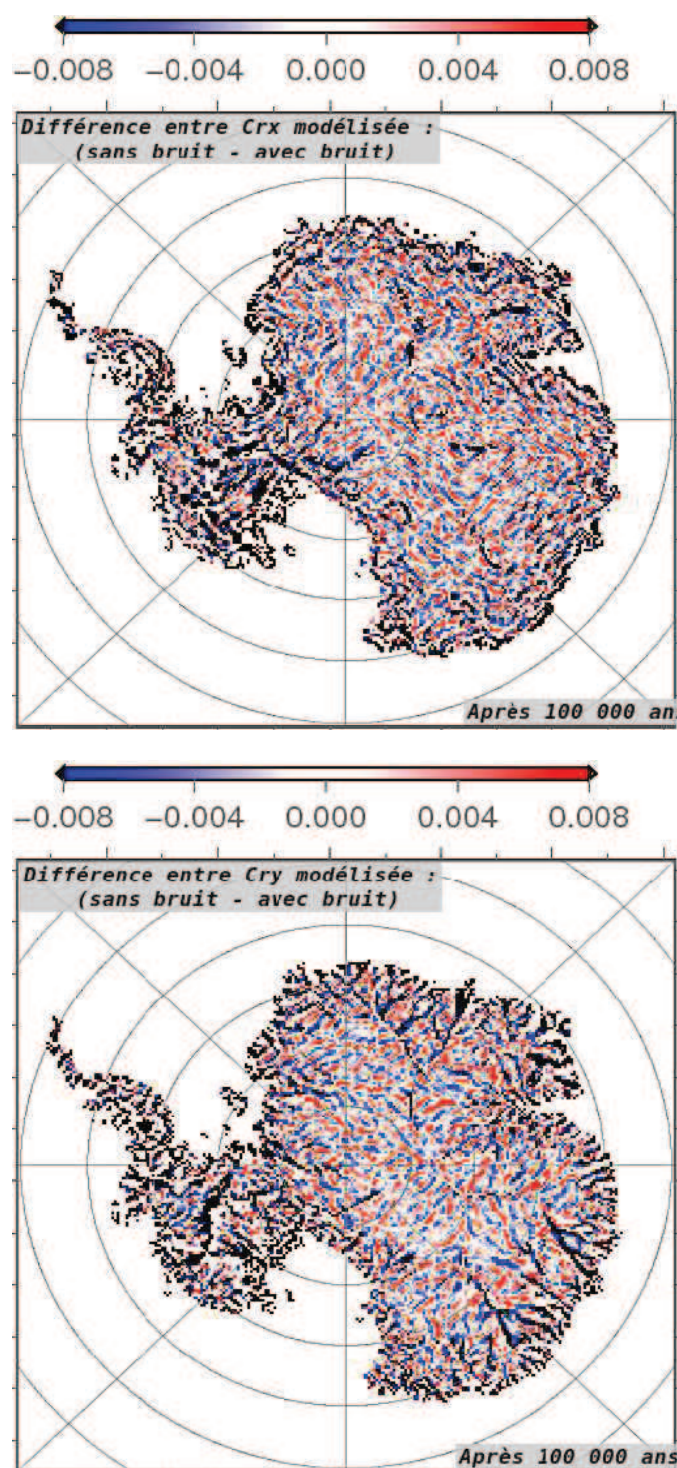


Figure 4.5.6 Différence entre les courbures modélisées sans et avec le bruit du socle rocheux. En haut, différence entre Crx modélisées après 100 000 ans de simulation. En bas, différence entre Cry modélisées après 100 000 ans de simulation.

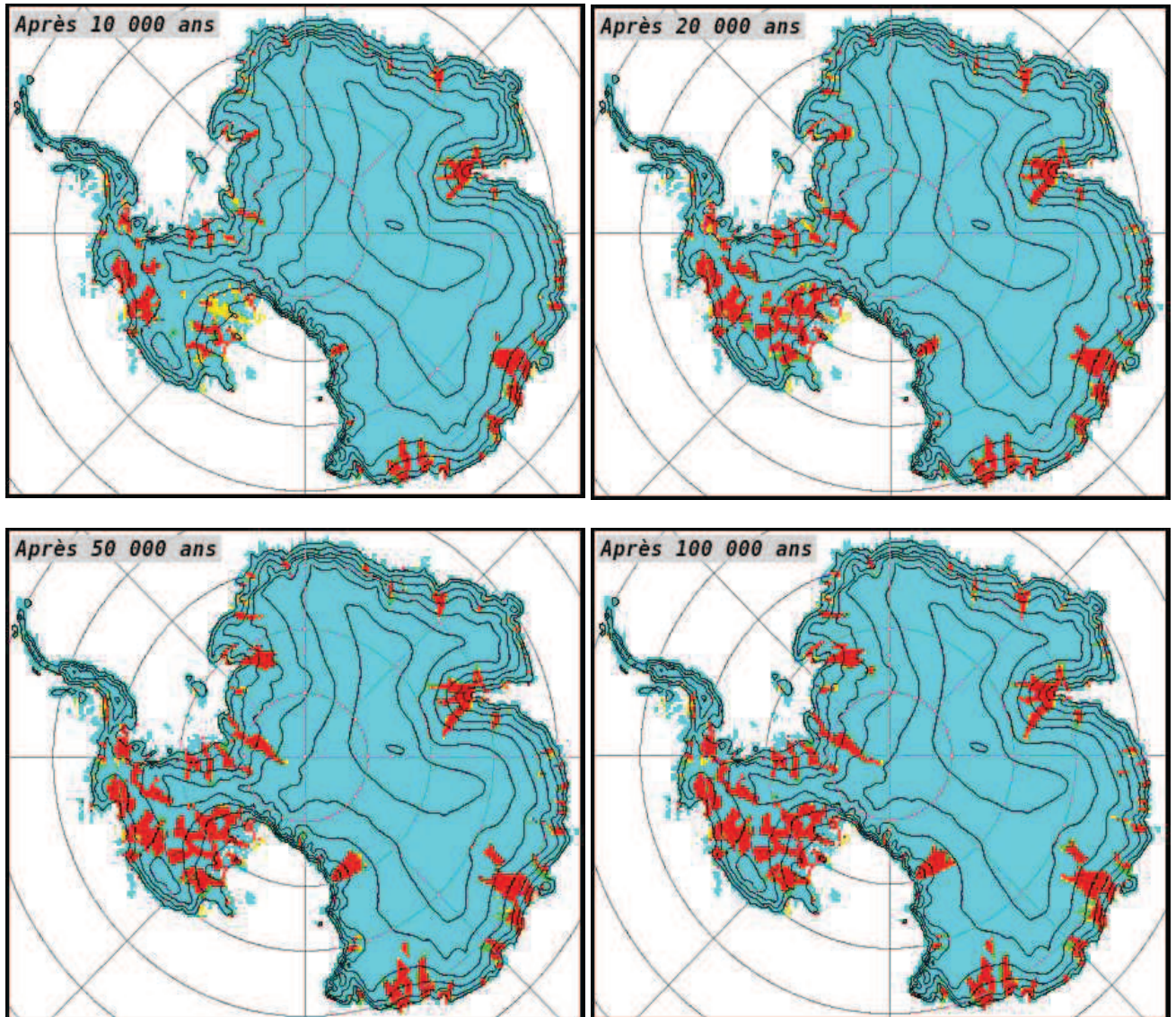


Figure 4.5.7 Apparition de fleuves de glace activés par le modèle au cours du temps (10 000 ans, 20 000 ans, 50 000 ans et 100 000 ans de simulation). En turquoise, fleuves pas activés par le modèle dans les deux expériences : avec et sans le bruit du socle. En rouge, fleuves de glace activés dans les deux expériences, avec et sans le bruit du socle. En jaune, fleuves de glace seulement activés dans l'expérience avec le bruit. Et en vert, fleuves de glace seulement activés dans l'expérience sans le bruit du socle.

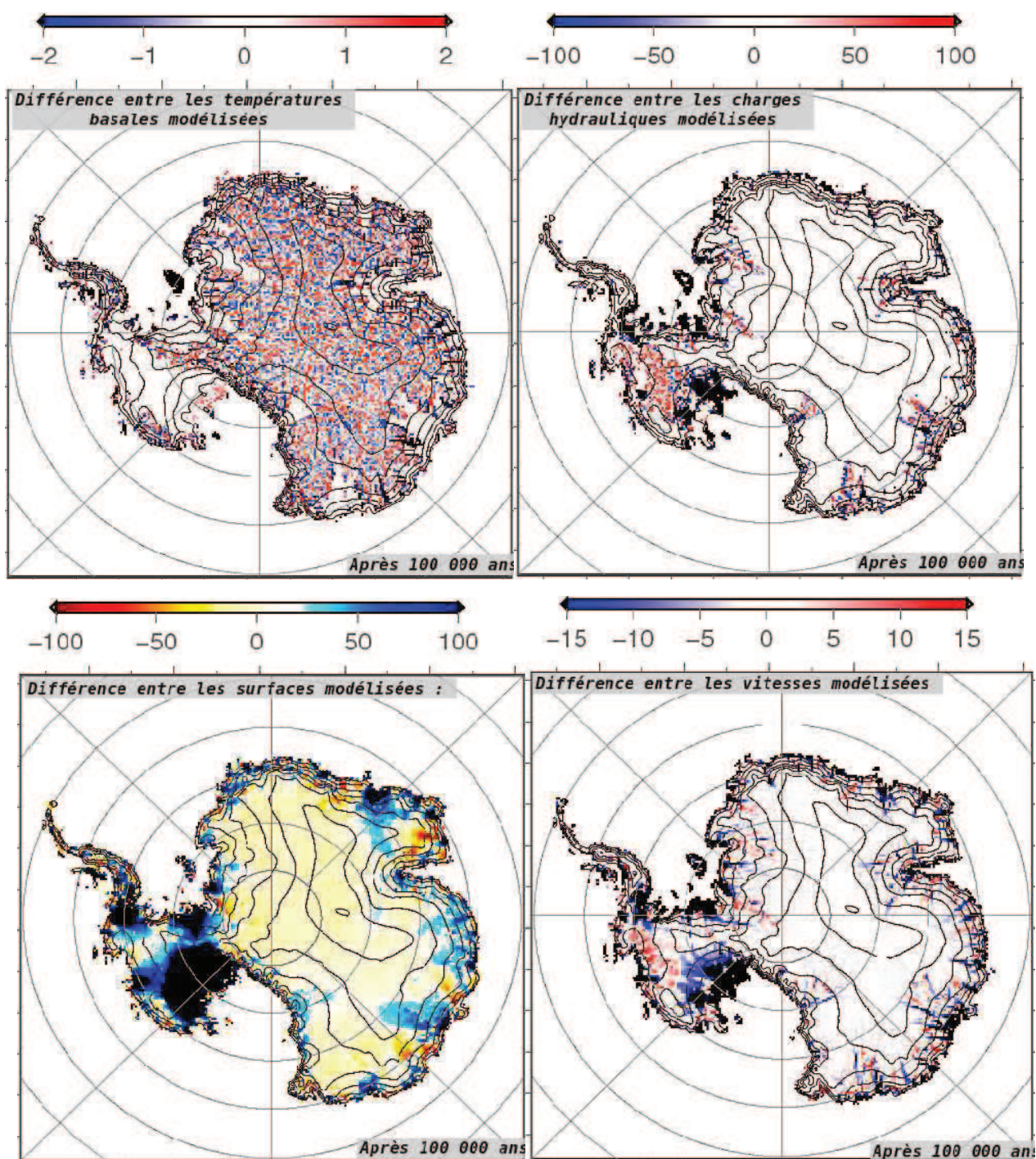


Figure 4.5.8 Différence entre les expériences : sans bruit - avec bruit du socle, après 100 000 ans de simulation : en haut à gauche, température basale ($^{\circ}\text{C}$). En haut à droite, charge hydraulique (m). En bas à gauche, topographie de la surface (m). Et en bas à droite, vitesse modélisée (m/an).

La pression effective très faible limite le frottement de la glace sur son lit, en permettant à la vitesse devenir plus importantes dans ces zones et ainsi apparaissent les fleuves de glace. En pratique, dans GRISLI, les fleuves sont activés quand la hauteur hydraulique dépasse un certain seuil.

Après 100 000 ans de simulations, la température basale dans les deux expériences diffèrent quelques degrés quand la base de la calotte est froide (en dessous du point de fusion) et reste similaire vers les bords de la calotte quand la base de la calotte est tempérée (figure 4.5.8 en haut à gauche). L'influence du bruit du socle sur la température basale est que plus la couche de glace est épaisse, plus la température basale est élevée à cause du rôle isolant de la couche de glace. Cet effet n'est visible bien sûr qu'en dessous du point de fusion. Si la base est tempérée, c'est le taux de fusion basal qui sera plus élevé aux grandes épaisseurs.

Après 100 000 ans de simulations, la charge hydraulique modélisée dans les deux expériences est bien évidemment nulle quand la base est froide et diffère dans les zones où la base de la calotte est tempérée (figure 4.5.8 en haut à droite) mais d'une façon moins localement reliée au bruit du socle que dans le cas de la température puisque, l'hydrologie sous-glaciaire inclut un écoulement de l'eau sous-glaciaire. Étant donné, l'apparition plus précoce des fleuves de glace, il semble que l'ajout de bruit sur le socle, permet d'atteindre la valeur seuil de charge hydraulique plus rapidement. On notera que même si les courbures diffèrent, la topographie de la surface modélisée et la vitesse modélisée dans les deux expériences restent assez similaires sauf près des zones où la base est tempérée (figure 4.5.8 en bas à gauche et à droite respectivement). Ce qui implique qu'au moins dans la zone de base froide, le bruit du socle n'introduit pas un biais significatif dans la topographie de la surface.

4.6 Conclusion du chapitre

Sachant que les études de sensibilité consistent à évaluer comment les résultats changent en fonction des certains paramètres, dans ce chapitre de thèse, nous avons

étudié la sensibilité de la calotte de glace Antarctique à différents paramètres en suivant son évolution au cours de 100 000 ans de simulation. Parmi ces paramètres, nous avons étudié la réponse de la calotte aux divers critères pour identifier les fleuves de glace dans le continent, l'effet de la paramétrisation du coefficient de frottement basal β dans les fleuves ; l'effet des enhancement *factors* E_{SLA} et E_{SSA} paramètres de la déformation de la glace et enfin, l'influence de la distribution spatiale du flux géothermique. Pour toutes ces expériences nous avons utilisé le modèle de glace à grande échelle GRISLI à 25km de résolution, en partant d'un état d'équilibre (100 000 ans de simulation), avec la ligne d'échouage fixe. Les distributions spatiales du flux géothermique sont celles proposées par Shapiro et Ritzwoller (2004), Llubes et al., (2006) et Fox et al., (2005).

Les résultats des expériences de ce chapitre ont été analysés avec divers critères, par exemple les distributions des vitesses modélisées, les distributions des différences entre surfaces observées et modélisées, les courbures (C_{rx} , C_{ry} , la plus grande pente de la surface), l'évolution du volume au cours du temps et etc.

Les méthodes inverses sont les plus appropriées pour trouver les jeux des paramètres qui permettent le mieux de modéliser la calotte observée, néanmoins nous présentons dans la suite, un résumé-guide des expériences qui ont permis d'avoir une calotte de glace qui ressemble le plus possible à celle observée. Pour cette analyse nous avons choisi 2 critères : le volume total de la calotte et les différences entre la surface observée et modélisée. Nous n'avons pas choisi un critère sur les vitesses modélisées après 100 000 ans de simulation car ce sont des vitesses en équilibre, et quel que soit la méthode ou le paramètre utilisé, ces vitesses sont toutes très proches entre elles.

Parmi les caractéristiques physiques mesurables de la calotte de glace Antarctique nous avons le volume, lequel va dépendre entre autres, de la topographie de la surface, du socle rocheux et de la ligne d'échouage utilisé. Le volume de référence que nous avons utilisé a été celui de l'initialisation de GRISLI, soit environ 24.7 millions de km^3 . Ce volume a été calculé avec la surface proposée par Rémy (Rémy et al. 2000), la ligne d'échouage utilisée par le modèle GRISLI (pour ne pas prendre en

compte les plates-formes de glace flottante dans le volume) et le socle rocheux que nous avons compilé (Bedmap (Lythe et al. 2001) avec les corrections de Holt et al. (2006), voir chapitre 1).

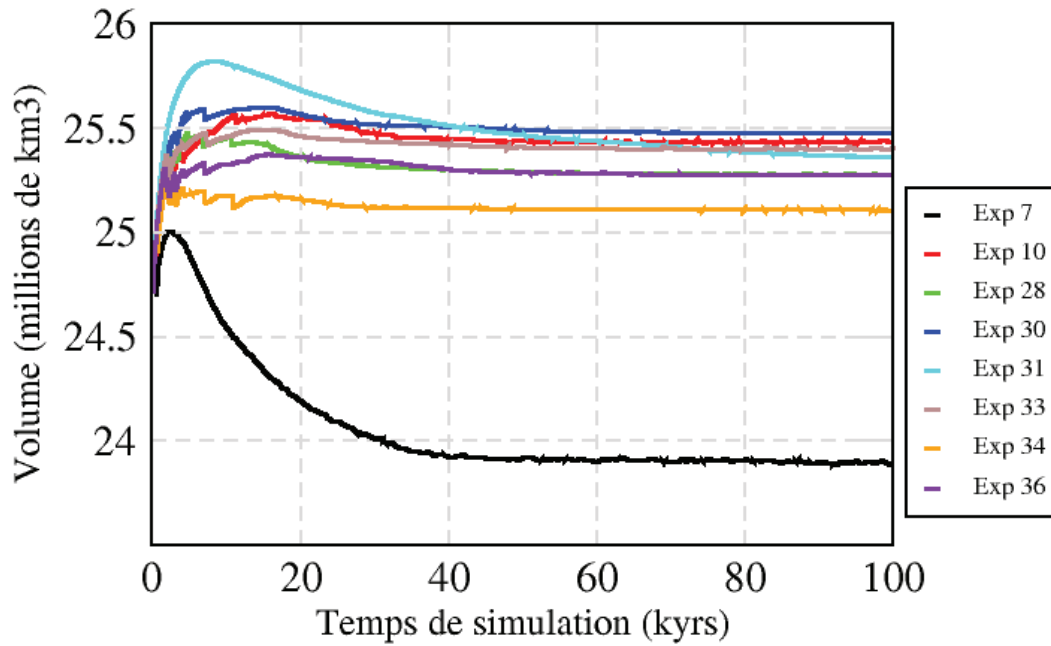


Figure 4.6.1 Évolution du volume de la calotte de glace Antarctique au cours du temps de simulation (100 000 ans) des expériences qui ont donné les meilleurs résultats.

Les expériences qui ont permis de mieux reproduire le volume de référence ont été les expériences 7, 10, 28, 30, 31, 33, 34 et 36 (figure 4.6.1). Ces expériences utilisent des paramétrisations différentes pour le coefficients du frottement basal β , la répartition du flux géothermique mais elles utilisent toutes les mêmes paramétrisations pour E_{SLA} et E_{SSA} (voir tableau 6.1). Cela nous permet de penser que le modèle peut être capable de reproduire un volume proche au volume de référence, si l'on contrôle simultanément l'extension totale de fleuves autorisés, les paramétrisations de β et les cartes du flux géothermique.

| Nombre des expériences | Méthode pour les fleuves | β | E_{SLA} | E_{SSA} | Carte de flux géothermique | Meilleurs résultats sur : |
|------------------------|--------------------------|---------|-----------|-----------|----------------------------|---------------------------|
| Exp 7 | Méthode 1 | 100 | 4.5 | 1. | Shapiro | Volume |
| Exp 10 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 1. | Shapiro | Volume |
| Exp 28 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes | Volume |
| Exp 27 | Méthode 3 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes | topographie |
| Exp 29 | Méthode 5 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes | topographie |
| Exp 30 | Méthode 6 | 1000 | 4.5 | 1. | Llubes | Volume, topographie |
| Exp 31 | Méthode 1 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox | Volume |
| Exp 33 | Méthode 3 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox | Volume, topographie |
| Exp 34 | Méthode 4 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox | Volume |
| Exp 35 | Méthode 5 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox | Volume, topographie |
| Exp 36 | Méthode 6 | 1000 | 4.5 | 1. | Fox | Volume, topographie |

Tableau 6.1 Récapitulation des expériences donnant le meilleur accord avec le volume et la topographie de la surface Antarctique observés.

Au regard de nos résultats, il semble que l'évolution du volume au cours du temps de ces 8 expériences n'est pas la même (figure 4.6.1), car le volume de la calotte des expériences 7 et 31 augmente pendant les 5 et 10 premiers milliers d'années respectivement ensuite, il diminue significativement, puis il se stabilise après les 50 milliers d'années, par contre dans toutes les autres expériences, les évolutions du volume au cours du temps semblent avoir un comportement similaire entre elles. Le volume augmente significativement pendant les 30 premiers milliers d'années, puis celui-ci se stabilise. Cela montre que l'évolution du volume est très dépendante entre autres de la méthode pour autoriser les fleuves de glace car les expériences 7 et 31 ont utilisé la méthode 1, qui a autorisé et activé bien plus les fleuves que les autres méthodes (dans §4.1.8 voir tableau des définitions des différentes critères pour localiser les fleuves de glace).

Parmi les expériences qui ont le mieux modélisé la topographie de la surface

observée nous avons les expériences 27, 29, 30, 33, 35 et 36 (figure 4.6.2). Ces expériences ont utilisé les méthodes 3, 5 et 6 pour localiser les fleuves de glace dans le modèle (méthode 3 : expériences 27 et 33, méthode 5 : expériences 29 et 35 et méthode 6 : expériences 30 et 36), et ont utilisé le flux géothermique proposé soit par Llubes et al., (2006) soit par Fox et al., (2004) (Llubes : expériences 27, 29 et 30, Fox : expériences 33, 35 et 36). Le paramètre de frottement basal est $\beta=1000$, et les *enhancement factor* sont $E_{SLA}=4.5$ et $E_{SSA}=1$ (voir tableau 6.1). Cela nous permet de penser que le modèle peut être capable de reproduire des topographies observées si l'on contrôle simultanément l'extension totale de fleuves autorisés et les cartes du flux géothermique.

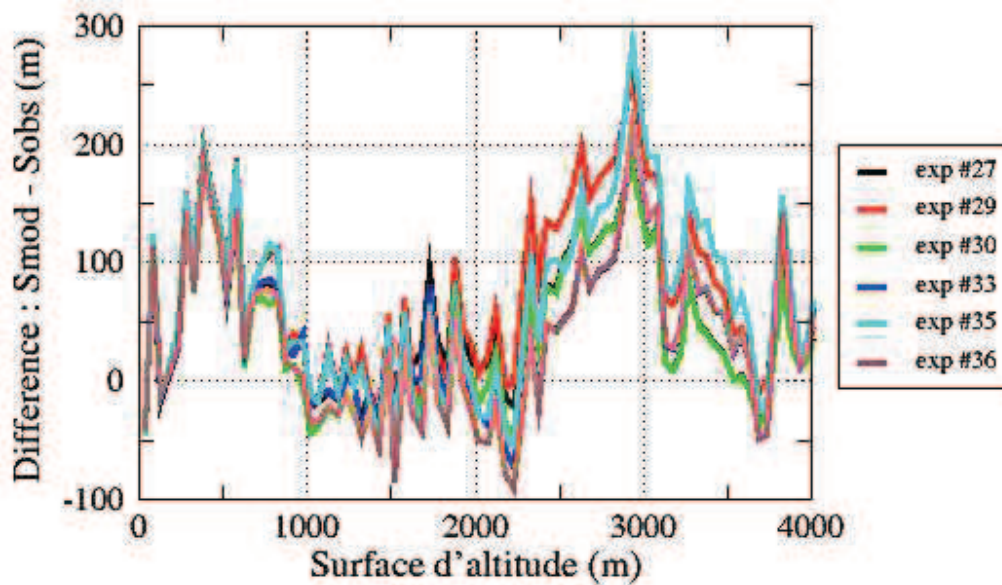


Figure 4.6.2 Distribution de la différence entre la surface observée et modélisée de la calotte de glace Antarctique en fonction de la surface d'altitude après 100 000 ans de simulation pour les expériences qui ont donné les meilleurs résultats.

Parmi les expériences qui ont bien modélisé à la fois, le volume de référence et la surface observée, nous avons les expériences 30, 33, 35 et 36. Ces expériences ont

utilisé différentes méthodes pour localiser les fleuves de glace (méthodes 6, 2, 5 et 6 respectivement), différentes cartes du flux géothermique (Llubes pour l'expérience 30 et Fox pour les autres) mais la même paramétrisation pour β , E_{SIA} , et E_{SSA} (voir tableau 6.1). Par conséquent, le couplage entre les méthodes pour autoriser les fleuves de glace et les cartes du flux géothermique pourront être très efficaces pour nous rapprocher des observations.

Les différences d'altitude entre les expériences qui ont le mieux modélisé la surface observée ont une forme très caractéristique. Les surfaces modélisées sont hautes à basse altitude (entre 100 et 700 mètres approximativement), et ensuite très hautes à nouveau dans altitudes supérieures à 2500 mètres en comparaison avec l'observation. A basse altitude nous voyons que les courbes sont presque superposées entre elles, alors nous supposons que ces problèmes sont liés à la résolution du modèle, car on sait que le modèle puisque sa résolution est de 25 km, ne sait faire que des fleuves de largeur 25, 50 km et les cas intermédiaires (15 ou 30 km par exemple) sont forcément mal pris en compte. En revanche à haute altitude, nous voyons que les valeurs du flux géothermique supérieures à 50 mW/m² proposées par Fox et al., (2005) et par Llubes et al., (2006) ont été particulièrement pertinentes dans ces régions très élevées (2500 à 4000 m) puisque la surface modélisée s'est approchée à la surface observée ; là où la base est très froide, et où le champ de température est donc conditionné par le gradient de température basal, lui-même relié au flux géothermique. Le flux géothermique a effectivement affecté la hauteur de la surface modélisée, néanmoins ces différences entre les surfaces modélisées et observées peuvent être aussi un effet du manque de données d'épaisseur, du socle rocheux, de la résolution du modèle et/ou de la précision des cartes d'accumulation de la glace, qui fait que la calotte gagne de la masse dans ces régions.

En faisant des comparaisons modèle-donnée, nous avons observé que les sorties du modèle en 25 km ne sont pas forcément comparables avec les observations en 25 km, car les structures modélisées (topographie de la surface, courbures C_{rx} , C_{ry} , etc.) sont plus lisses que les observées. Ce qui ne semble pas surprenant car le modèle tient compte la physique de la glace (par exemple : conservation de la masse, SIA, SSA, etc. Voir chapitre 2) et diverses données d'entrées (par exemple : l'accumulation de

glace, le flux géothermique, l'épaisseur de la glace, le socle rocheux, etc.). Les lissages dans les structures modélisées pouvaient être liés au socle rocheux, qui n'est pas connu partout (voir distribution des données in-situ dans le chapitre 1, figure 1.9). Pour tester cette hypothèse, nous avons alors ajouté un bruit blanc au socle rocheux. Les résultats ont montré que les structures des courbures modélisées avec le bruit du socle (C_{rx} et C_{ry}) semblent être plus proches des structures observées, que les structures obtenues sans bruit. En plus, dans les zones où le modèle applique les approximations Shallow Ice (SIA), le socle avec le bruit est capable de mieux reproduire les ondulations observées du C_{rx} . Le bruit que nous avons ajouté sur le socle rocheux semble avoir peu d'influence dans la quantité de fleuves de glace activés par le modèle à l'équilibre. Néanmoins dans quelques zones, ce bruit semble affecter le moment auquel les fleuves de glace apparaissent activés par le modèle. Ce qui nous permet penser que le socle rocheux est très dominant dans les résultats produits par le modèle de glace GRISLI.

En conclusion, l'écoulement de la glace est très complexe et difficile à modéliser car les mécanismes qui le contrôlent (c.-à-d., la déformation de la glace, glissement de la glace) restent encore mal appréhendés par les modèles numériques d'écoulement de glace qui servent à simuler le comportement d'un glacier ou d'une calotte polaire comme celle de l'Antarctique. Ainsi les quatre paramètres que nous avons étudiés dans ce chapitre vont jouer un rôle très important dans la modélisation de la dynamique de la calotte de glace Antarctique, car en général ce sont des paramètres très mal connus, qu'il faut donc toujours ajuster dans les modèles de glace à grande échelle pour approcher les résultats de la réalité observée.

Chapitre 5

5. Conclusions

Ce travail est inscrit au sein du projet européen NICE (Network for Ice Sheet and Climate Evolution). Le projet a pour objectif de prévoir avec plus de confiance l'évolution du climat au cours du temps et d'identifier les causes des changements climatique. Comme les calottes de glace sont très sensibles au réchauffement global, et que les changements climatique passés ont démontré l'existence de variations climatiques brusques en relation avec l'évolution des calottes polaires (i.e., augmentation du niveau de la mer et des températures), il est crucial de prévoir leur comportement futur et leurs rétroactions sur le climat, mais pour cela il faut d'abord bien les comprendre pour ensuite les modéliser. L'amélioration de la modélisation des calottes polaires a de nombreux objectifs qui vont de la compréhension de leur comportement passé, actuel et futur à la datation des carottages.

La connaissance du continent Antarctique n'est pas une tâche facile à cause de ses températures extrêmes, sa grande taille, sa localisation et son inhospitalité. Pour étudier cette calotte, ce travail de thèse a été consacré à la caractérisation de la topographie de sa surface et à sa modélisation à grande échelle.

5.1 Résultats sur les caractéristiques de la surface

Ce manuscrit présente une nouvelle approche pour le calcul des différentes courbures de la surface Antarctique. L'approche est basée sur le principe décrit par Rémy et Minster (1997). La méthode du cercle que nous avons proposée pour les

calculer a l'avantage que les courbures sont calculées en prenant en compte les points les plus proches à l'intérieur d'un rayon R , ce qui permet de calculer les courbures avec différentes échelles de lissage et d'obtenir des informations sur les processus à ces différentes échelles. Deux courbures ont été étudiées : la courbure C_{ry} perpendiculaire à la plus grande pente de la surface, et la courbure C_{rx} parallèle à la plus grande pente de la surface. Elles sont exprimées en cm/km^2 ce qui montre qu'elles ne sont pas perceptibles directement sur la topographie sans traitement adéquat mais elles sont néanmoins extrêmement cohérentes. Les résultats ont montré que les courbures sont d'excellents indicateurs pour visualiser, mettre en évidence et analyser les structures locales de la surface Antarctique, comme les crêtes et vallées non visibles directement dans la topographie de la surface.

Ce travail a permis de montrer et de quantifier pour la première fois la relation entre la courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface (C_{ry}) et la vitesse de bilan (V_b). Les résultats ont montré que 97 % des points où l'épaisseur de glace est connue ont des vitesses inférieures à 100 m/an, et que seulement 3 % des points ont des vitesses supérieures à 100 m/an. De plus, les 3 % de points restants, ceux qui présentent des vitesses élevées, tendent à être localisés dans les creux de la surface. Plus en détail, 76 % des zones où la vitesse est élevée (supérieure à 100 m/an) sont localisées dans les vallées de la surface et 24 % sont localisées dans les crêtes ou montagnes. Parmi ces 24 %, 4 % correspondent aux zones où l'épaisseur de la glace est inférieure à 150 mètres et 10.5 % correspondent aux zones avec une surface inférieure à 100 m. En général, la courbure C_{ry} montre une grande cohérence avec la vitesse de bilan, et nous avons vu que les fleuves de glace correspondent aux valeurs négatives de la courbure C_{ry} . Cela nous a poussé à prendre en compte la courbure C_{ry} comme critère pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle.

La topographie de la surface Antarctique peut contribuer significativement aux études glaciologiques car c'est une surface libre qui constitue un test des modèles d'évolution. Dans le chapitre 3 nous avons donc analysé les différences entre trois cartes de topographie de surface (surface proposée par Liu et al (1999), par Remy et al (2000) et par Bamber et al. (2000)). Bien que ces différentes cartes aient utilisé les mêmes données fournies par le satellite ERS-1 (European Remote Sensing satellite 1) en mission géodésique, nous avons trouvé des différences entre elles. Bien évidemment, ces différences sont plus importantes (différences de hauteur supérieure

à 100 m) dans les zones non couvertes par le satellite (intérieur du 81°S) ou vers les bords du continent. Les différences entre ces cartes dans les zones de couverture par le satellite, sont liées aux méthodes utilisées par chaque auteur pour corriger les données, notamment l'erreur dite « de pente », le satellite mesurant la distance la plus proche de la surface qui n'est pas à la verticale. Les différences vers le « trou polaire » sont liées aux diverses mesures de terrains utilisées et aussi par la méthode appliquée pour interpoler les données.

En connaissant les différences entre les cartes de topographie de surface, nous avons montré leur influence dans le calcul de la vitesse de bilan, et nous avons obtenu des différences entre -500 et 500 m/an, près des zones de convergence entre une topographie et une autre, ainsi que des déplacements de ces zones. Cela nous a permis de montrer l'importance de la précision de la topographie pour le calcul de la vitesse de bilan, puisque c'est la direction de la plus grande pente de la surface qui dirige l'écoulement de la glace.

Nous avons aussi montré que le calcul de la concentration du drainage (% du drainage total par % de la longueur de côte) est affecté considérablement par la résolution des données, puisque plus la résolution est fine, plus le volume estimé de glace drainé par kilomètre de côte est important : 10 % de la côte Antarctique draine approximativement 80 % de la glace à 5 km de résolution, 70 % de la glace à 15 km de résolution et 60 % de la glace à 25 km de résolution. Les résultats ont aussi montré que l'écoulement de la glace est plus concentré avec la surface de Rémy qu'avec les deux autres surfaces (Bamber et Liu). Cette différence de drainage peut être causée par la correction de pente appliquée par Rémy dans les données obtenues par le satellite *ERS-1*, qui prend mieux en compte la courbure de la surface.

5.2 Résultats sur les modélisations

Comme la plupart des modèles 3D à grande échelle, le modèle de glace GRISLI (Grenoble Ice Shelf and Land Ice) que j'ai utilisé dans cette thèse emploie les approximations SIA et SSA pour réduire le coût de calcul. GRISLI utilise les approximations Shallow Ice (SIA) pour modéliser l'écoulement de la glace dans la partie posée de la calotte où l'écoulement est plus lent et est lié à la pesanteur, et le

modèle utilise les approximations de Shallow Shelf (SSA) pour les fleuves de glace et les plates-formes avec des paramétrisations du frottement différentes pour ces deux parties (pas de frottement pour les plates-formes).

Dans le chapitre 4 nous avons étudié la sensibilité du modèle aux variations de différents paramètres qui jouent un rôle important dans la dynamique de la calotte.

Nous avons testé six méthodes pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Ces méthodes ont associé des critères sur la première et la deuxième dérivée de la surface (Cry) et des critères sur les vitesses de bilan. L'innovation de cette étude a été de simuler la calotte pour la première fois, en utilisant un critère déduit de la topographie de la surface pour déterminer les fleuves de glace, ce qui est très important car ils évacuent la plus grande partie de la glace de la calotte vers les bords. Nous avons vu qu'après 100 ans de simulation, quand la surface est encore relaxée, les structures des fortes vitesses sont déjà présentes dans l'Antarctique. Après 100 000 ans, ces structures deviennent plus visibles car les vitesses modélisées tendent à être des vitesses de bilan pour la topographie (à 100 000 ans), qui s'est ajustée au cours du temps. Nous avons aussi montré que la concentration du drainage de la glace le long de la côte a été plus importante à 100 ans de simulation qu'à 100 000 ans. Nous avons aussi vu que la surface et le volume modélisés de la calotte sont très dépendants de la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace. A cause des différentes dynamiques qui en résultent, la largeur, la taille et la localisation des fleuves ont une incidence certaine sur la géométrie de la calotte.

Nous avons aussi étudié la sensibilité du modèle aux paramétrisations du coefficient de frottement basal (β) couplé aux différentes méthodes pour autoriser les fleuves de glace. Nous avons alors remarqué que ce coefficient doit être en dessous de 1000 Pa an/m, car si la valeur est au dessus, le frottement de la glace sur le socle est assez fort pour empêcher la glace de glisser. Nous avons noté qu'aux faibles valeurs de β , le frottement basal devient très faible, le glissement de la glace augmente ainsi que la perte de la masse par drainage, donnant lieu à des altitudes plus basses, calottes plus fines et moindre volume. Aux grandes valeurs de β , le frottement basal est plus important, et en conséquence la glace glisse moins et la calotte épaisse. Nous avons aussi observé que la valeur donnée à β , va jouer sur la modélisation de la calotte de glace différemment selon la méthode pour définir

les fleuves de glace. Nous savons que β varie d'un fleuve à l'autre et aussi dans les différents endroits d'un même fleuve, car les vitesses d'écoulement dans ces zones sont limitées par le frottement basal lequel dépend fortement des caractéristiques de leur socle rocheux ainsi de la pression d'eau à l'interface glace-socle.

Un autre paramètre très intéressant que nous avons étudié et couplé avec les différentes méthodes pour autoriser les fleuves de glace est l'enhancement factor :

E_{SIA} pour la partie posée et E_{SSA} pour les fleuves de glace et plates-formes. Ce paramètre a été introduit dans GRISLI et dans d'autres modèles pour adapter empiriquement la loi de rhéologie de la glace. Nous avons montré que les variations de la surface modélisée sous l'influence de l'enhancement factor E_{SIA} sont très importantes quelque soit la méthode utilisée pour autoriser les fleuves de glace dans le modèle. Les résultats ont montré que vers l'intérieur du continent, une paramétrisation de $E_{SIA}=3$ plutôt que 4.5 a défavorisé la déformation de la glace. La glace ainsi est devenue plus visqueuse, en occasionnant une vitesse d'écoulement plus lente et une accumulation de masse dans ces zones. Les résultats ont aussi montré que le choix du coefficient $E_{SSA}=0.66$ plutôt que 1, a aussi occasionné une augmentation de la hauteur de la surface, mais cette augmentation varie d'un fleuve à un autre, car il va défavoriser plus la déformation de la glace dans quelques fleuves et moins dans d'autres.

En étudiant la sensibilité du modèle aux cartes de flux géothermique couplées avec les différentes méthodes pour autoriser les fleuves de glace, nous avons montré qu'après 100 ans de simulation, les vitesses modélisées avec le flux géothermique proposé par Llubes et Fox sont plus élevées vers la partie posée que celles obtenues avec Shapiro. Les zones affectées par les cartes de flux géothermique sont localisées à hautes altitudes vers l'intérieur du continent, entre 2000 et 4000 mètres, où la base est froide, car le champ de température est conditionné par le gradient de température basale, lui même relié au flux géothermique. Vers les bords du continent où la base de la calotte est tempérée, le flux géothermique n'agit plus que sur le taux de fusion basale. Dans ces régions on trouve plus souvent que les températures sont au point de fusion, à cause de la dissipation thermique car dans ces zones les vitesses sont plus importantes que dans le reste de la calotte.

Les études de sensibilité servent à évaluer comment la calotte change en fonction des certains paramètres et non à chercher l'ensemble des paramètres qui donnent une calotte proche de l'observation. Nous avons quand même utilisé notre « meilleure » modélisation pour la comparer avec les observations. En faisant ainsi des comparaisons modèle-donnée, nous avons observé que les sorties du modèle en 25 km ne sont pas forcément comparables avec les observations en 25 km, car les structures modélisées (topographie de la surface, courbures C_{rx} , C_{ry} , etc.) sont plus lisses que celles observées. Ce qui ne semble pas surprenant car le modèle tient compte la physique de la glace (par exemple : conservation de la masse, SIA, SSA, etc. Voir chapitre 2) et diverses données d'entrées (par exemple : l'accumulation de glace, le flux géothermique, l'épaisseur de la glace, le socle rocheux, etc.). En plus, les résultats ont montré que le modèle de glace GRISLI lisse la topographie sur une distance deux fois plus grande que les observations. Néanmoins, il permet de reproduire grande partie des structures observées.

Nous avons aussi montré que si on ajoute un bruit blanc au socle rocheux, les structures des courbures modélisées avec le bruit du socle (C_{rx} et C_{ry}) semblent être plus proches des structures observées, que celles structures obtenues sans bruit. En plus, dans les zones où le modèle applique les approximations Shallow Ice (SIA), le socle avec le bruit est capable de mieux reproduire les ondulations observées du C_{rx} . Le bruit que nous avons ajouté sur le socle rocheux semble avoir peu d'influence dans la quantité de fleuves de glace activés par le modèle à l'équilibre. Néanmoins dans quelques zones, ce bruit semble affecter le moment auquel les fleuves de glace apparaissent activés par le modèle. Ce qui nous permet penser que le rôle du socle rocheux est très important dans le modèle de glace GRISLI.

5.3 Perspectives

Une topographie ICESat (Ice, Cloud and land Elevation Satellite) est sortie récemment (début de l'été 2011), il peut donc être intéressant de refaire les calculs des courbures (C_{rx} , C_{ry}) ou vitesse de bilan, etc, car la couverture d'ICESat est meilleure près des pôles que celle d'ERS-1. Pour étudier, par exemple si une telle topographie peut reproduire les mêmes structures que celles obtenues avec les trois DEM étudiés ici. Il faudrait aussi analyser cette nouvelle topographie pour voir si elle

contient des informations différentes ou non sur l'Antarctique.

Un modèle de glace comme GRISLI doit être toujours en évolution. Parmi les améliorations qui pourraient être nécessaires dans ce modèle on peut citer :

La méthode pour activer les fleuves de glace dans ce modèle est basée sur l'hydrologie sous-glaciaire, alors un couplage avec d'autres critères comme par exemple, la courbure de la surface C_{ry} et/ou les vitesses observées pourraient apporter des informations pour calculer et activer les fleuves de glace dans le modèle.

Dans ce travail, le modèle a tourné en 25 km, il sera donc intéressant de tester l'effet des méthodes pour autoriser les fleuves de glace, des paramétrisations d'enhancement facteur, du coefficient de frottement basal, des répartitions du flux géothermique avec un modèle à plus fine résolution, et les comparer avec nos résultats à 25 km. Une résolution de 10, 15 km, pourrait rendre la localisation et taille des fleuves de glace plus réalistes et visibles, car on sait que le modèle à 25 km ne sait faire que des fleuves de largeur 25, 50 km et les cas intermédiaires (15 ou 30 km par exemple) ou inférieurs (10 par exemple) sont forcément mal pris en compte.

Les progrès dans les modèles vont venir aussi, au fur à mesure de la précision des données d'entrées. Nous avons vu l'influence des données du socle sur les résultats du modèle et aussi de la courbure C_{rx} de la surface qui suit la structure du socle rocheux projetée sur la normale aux lignes d'écoulement. Nous pouvons envisager des améliorations du socle à partir de C_{rx} , car justement nous voyons que les creux et bosses sur C_{rx} correspondent aux creux et bosses sur le socle. De plus la courbure C_{rx} du socle dans la direction de la plus grande pente de la surface montre des ondulations similaires à celles de C_{rx} de la surface, et dans les zones où le socle est en-dessous de la mer et/ou il n'y a pas de mesures précises, les courbures sont très lisses.

Annexe A

Correction de la topographie du socle rocheux de la calotte de glace Antarctique

Les données que nous disposons du socle rocheux sur l'ensemble du continent a été proposée par Lythe et al., (2001). A nous jours une amélioration locale dans les données ont été proposée par Holt et al., (2006). Cette amélioration est localisée dans l'Antarctique de l'Ouest, plus précise dans les glaciers de Thwaites et Smith. Alors pour actualiser notre donnée du socle global, nous avons introduit cette nouvelle information aux ensemble des données du socle déjà existantes (Bedmap). Pour cela, Il a fallut faire des interpolations, lissages, coupures et collages des régions pour corriger et obtenir de meilleurs informations de la topographie du socle rocheux sur l'ensemble du continent. Donc, cette annexe présente les deux cartes de la topographie du socle. La figure #1 montre la carte du socle rocheux proposée par Bedmap (Lythe et al., (2001)), et la figure #2 montre la nouvelle compilation du socle rocheux, que nous avons fait en ajoutant les corrections faites par Holt et al., (2006) dans les glaciers de Thwaites et Smith. Les zoom, nous nous montrent les différences de structure du socle entre la figure #1 (avant la correction) et la figure #2 (après la correction proposée par Holt),

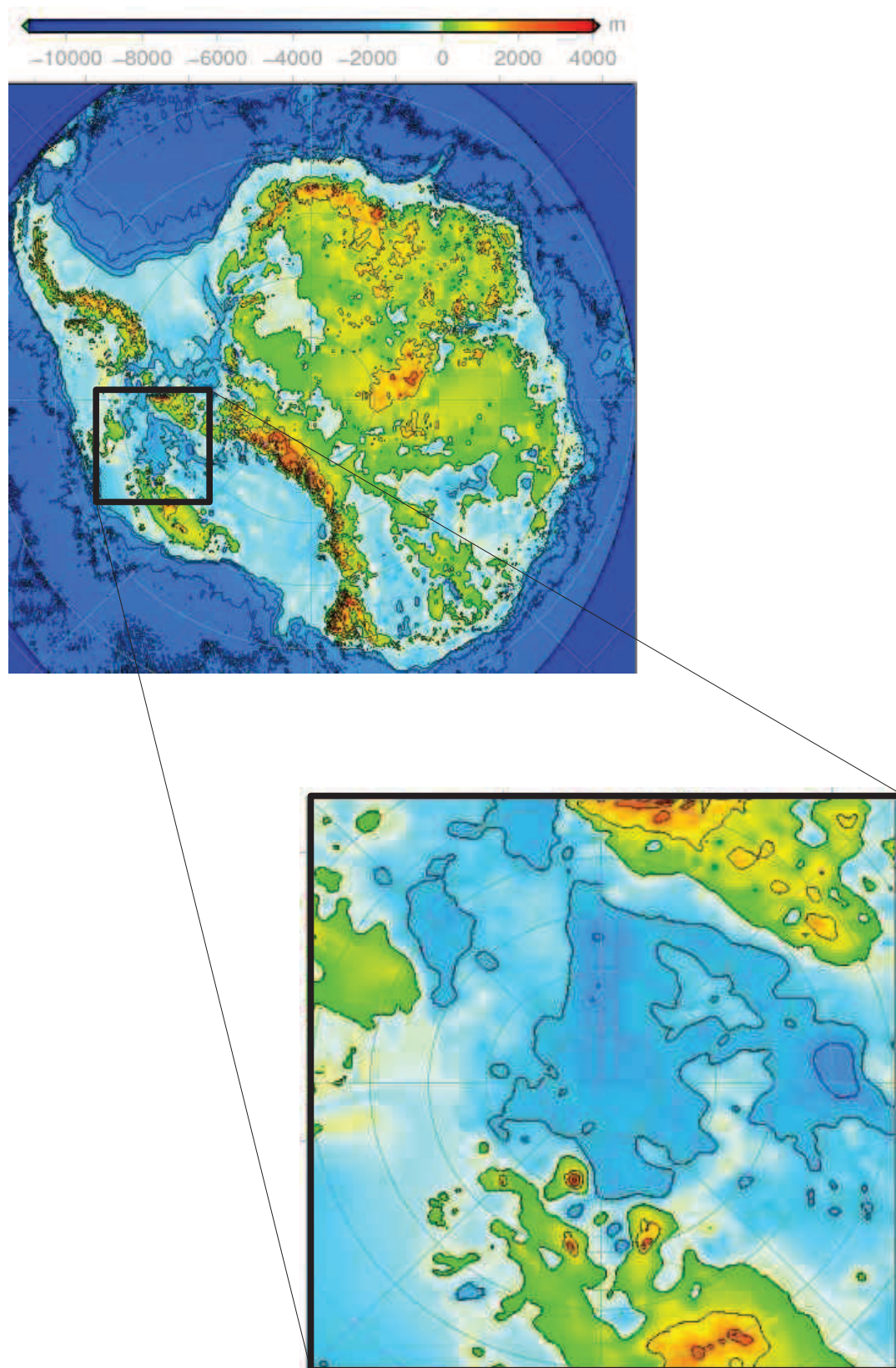


Figure 1. Topographie du socle rocheux de la calotte de glace Antarctique sans corrections dans les glaciers de Thwaites et Smith. Dans le zoom la région avant notre correction,

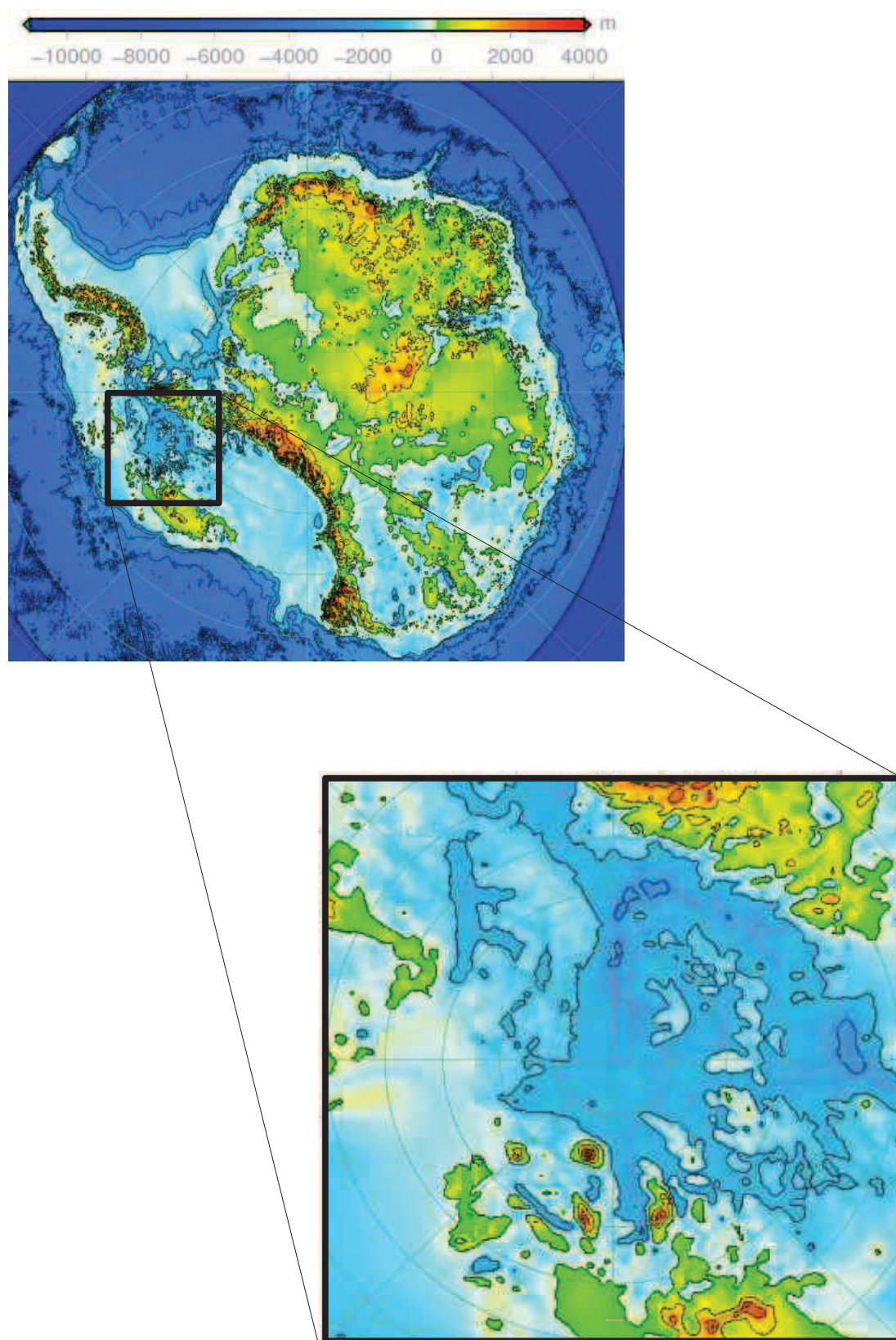


Figure 2. Topographie du socle rocheux de la calotte de glace Antarctique avec la corrections dans les glaciers de Thwaites et Smith. Dans le zoom la région corrigée.

Annexe B

Résumé des principaux modèles de glace 3D, avec leurs caractéristiques les plus importantes.

| Caractéristiques | GRISLI | GLIMMER | CISM | PISM |
|--|---|--|--|---|
| Dimensions développeur | 3D, Ritz C. LGGE France | 3D, Payne BRISTOL Uk. | 3D, Jhonson, Hulbe et al., Univ. Montana | 3D, Bueler Alaska USA |
| Domaine d'étude | Antarctique, Groenland, Hémisphère Nord et Heino (calotte syntétique) | Toutes les régions du globe, Groenland | Groenland et L'Antarctique | Antarctique, Groenland, Petites calottes et calottes paleo |
| Espacement moyen de grille | Uniforme ≥ 10 km | Uniforme > 10 km | Uniforme $> 2,5$ km | Ajustable |
| Grille | Différences finies | Différences finies | Différences finies + augmentation du schéma | Différences finies et Eulérien |
| Objectif : (Simule les variations du) : | Surface, socle, épaisseur de la glace, vitesse, température de la glace | Surface, épaisseur de la glace, vitesse, température de la glace | Prédire le recule des calottes polaires et l'augmentation des niveaux des mer | Surface, épaisseur de la glace, vitesse, température de la glace, âge de la glace et déformation du socle |
| Approximation d'écoulement | SIA + SSA + mélange des les deux | SIA | SIA + 1er ordre + Pattyn/Johnson 1er ordre | SIA + SSA (Schoof) |
| Thermodynamiques | Thermomécanique + glace flottante. | Thermomécanique | Thermomécanique + polythermale(Greve) | Thermomécanique + polythermale(Ethanphy formulation) |
| Glissement basal | Loi de Weertman et la dépendance de la pression d'eau sous-glaciaire | Proportionnel au driving stress basal | Flexible | Coulomb plastique ou loi de Weertman |
| Hydrologie | Équation de diffusion (Loi de Darcy) | Routine de conservation de l'eau basal | Traitement de l'eau basale et de surface | Modèle basique d'eaux de fonte |
| Bilan de masse en surface | PDD (Positive Degrees Day) | PDD annuel PDD journalier | Bilan d'énergie de surface + downscalin des données de GCM. | PDD |
| Spin-up /initialisation | Peut faire plusieurs cycles glaciaires | Au minimum 1 cycle glaciaire, préférable 2 ou 3 | Les soucis concernant l'exécution font à ceci un problème. La physique peut empêcher de longues périodes d'initialisation. | Nombre arbitraire des cycles glaciaires. Surface et socle d'élévation, flux géothermique |
| Mouvement de la ligne d'échouage | Oui | Région de problème. | En construction | Oui |
| Code | Fortran 90 | Fortran 95 | | C, C++ |
| Conservation de masse explicite | Oui, résout l'équation de transport | | | oui, temps-étape adaptative |

| Caractéristiques | GLAM | SICOPOLIS | HUYBRECHTS | PENN STATE |
|------------------|------|-----------|------------|------------|
|------------------|------|-----------|------------|------------|

| Dimensions développeur | 3D | 3D Greve Allemagne | 3D Huybrechts Belgique | 3D, Pollard et al. |
|--|--|---|---|---|
| Domaine d'étude | | Antarctique, Groenland, Hémisphère Nord et la calotte de glace du MARS. | Antarctique, Groenland, Hémisphère Nord | |
| Espacement moyen de grille | Uniforme | Groenland ≥ 5 km Antarctique ≥ 10 km pas-ajustable | Uniforme ≥ 15 km | 40 km ou niché du 10 km à 5km |
| Grille | Différences finies | Différences finies | Différences finies | Différences finies |
| Objectif : (Simule les variations du) : | Simule l'impacte du clima sur le rendement de récolte | Surface, socle, épaisseur de la glace, vitesse, température de la glace, age de la glace et quantité d'eau. | Surface, socle, épaisseur de la glace, vitesse, température de la glace | |
| Approximation d'écoulement | SIA | SIA + SSA (en construction) | SIA | Combinaison heuristique du Shallow ice et Shelfy stream |
| Thermodynamiques | Thermomécanique | Thermomécanique + polythermale (Greve) | Thermomécanique | Thermomécanique |
| Glissement basal | Loi de glissement linéaire et viscosité avec interaction du socle plastique | Loi de Weertmant, exposants ajustable. | Loi de Bindshaler | Loi de Weertmang |
| Hydrologie | Production et stockage locaux de l'eau. Sous-modèle pour lier plasticité et élasticité | Pénétration verticale des eaux de fonte de la surface au lit, accélération du glissement basal (facultatif) | | Aucun glissement quand la base est au dessous de point de fusion. |
| Bilan de masse en surface | PDD schéma | PDD et bilan d'énergie de surface | PDD | PDD |
| Spin-up /initialisation | Les contraintes d'exécution pour résoudre les HO font une état équilibrée simple | Nombre arbitraire des cycles glaciaires (au moins un) pour que la surface et la température soient en équilibre | Plusieurs cycles glaciaires | Peut faire plusieurs cycles glaciaires |
| Mouvement de la ligne d'échouage | Actuellement dans le 2D | Construction | Oui | Oui |
| Code | | Fortran 90 | Fortran 77 et 90 | |
| Conservation de masse explicite | Choix de résoudre pour la conservation de masse en employant la dynamique de HO | SIA : Formulation de diffusion, méthode 3 (Hindmarsh et Payne, annonce Glaciol. 23, 1996) | | Conservation de la masse |

Tableaux 2.2 : Caractéristiques des modèles 3D à grande échelle

Annexe C

Cette annexe est constituée des plusieurs cartes, les trois premières représentent les différences entre la topographie de la calotte Antarctique observée par divers auteurs. La figure 1 montre les différences d'altitude entre la surface proposée par Bamber et celle proposée par Liu. La figure 2 montre les différences entre la surface proposée par Bamber et celle proposée par Remy et la La figure 3 montre les différences entre la surface proposée par Rémy et celle proposée par Liu. Ces cartes sont faites en 15 km de résolution avec 420x375 points grilles. L'échelle va entre -160 et 160 mètres et c'est la même pour les 3 cartes.

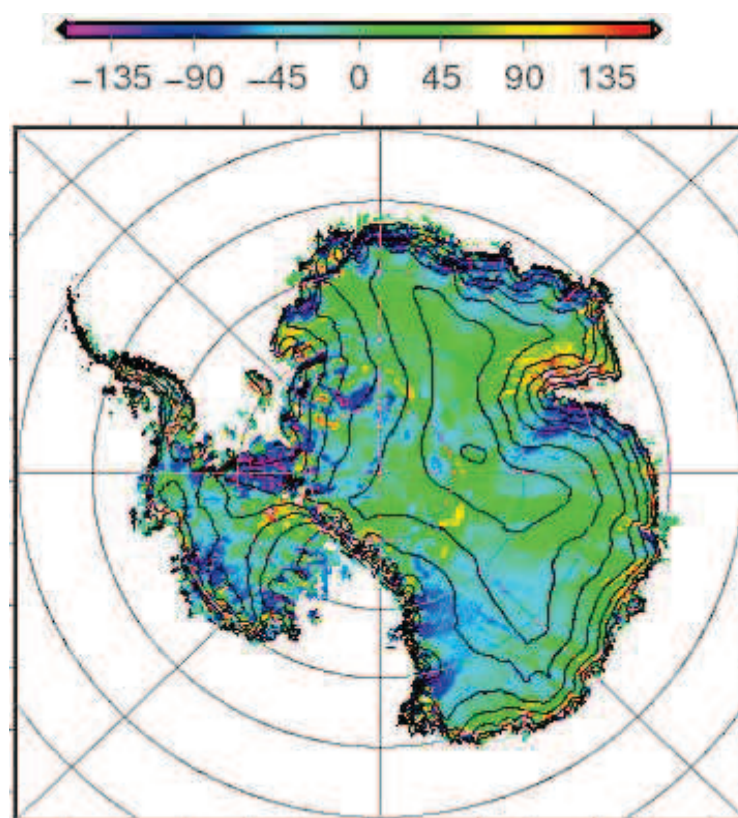


Figure 1 : Différence entre la surface de Bamber et Liu (Bamber – Liu)

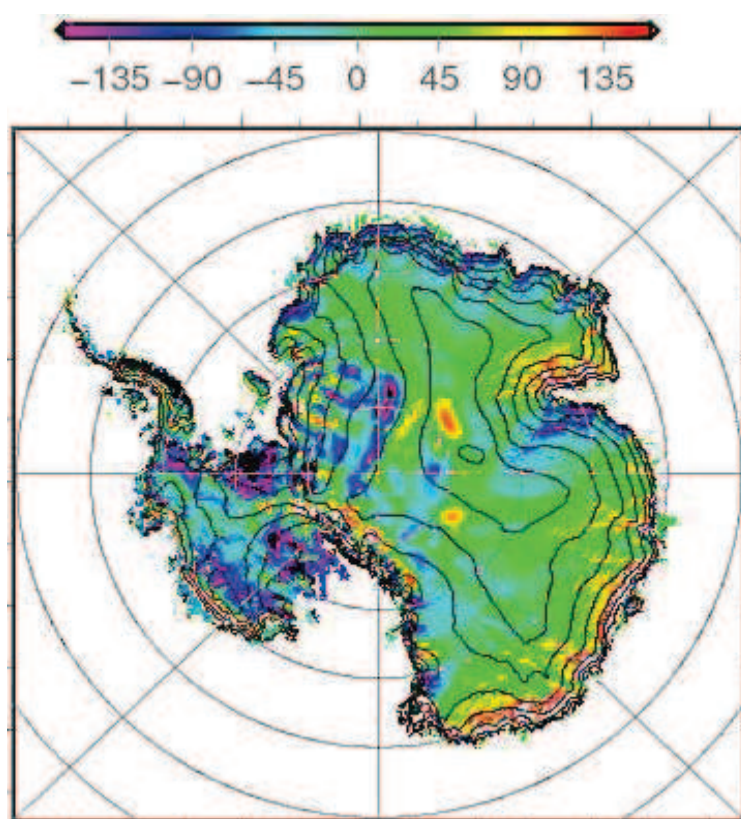


Figure 2 : Différence entre la surface de Bamber et Rémy (Bamber – Rémy)

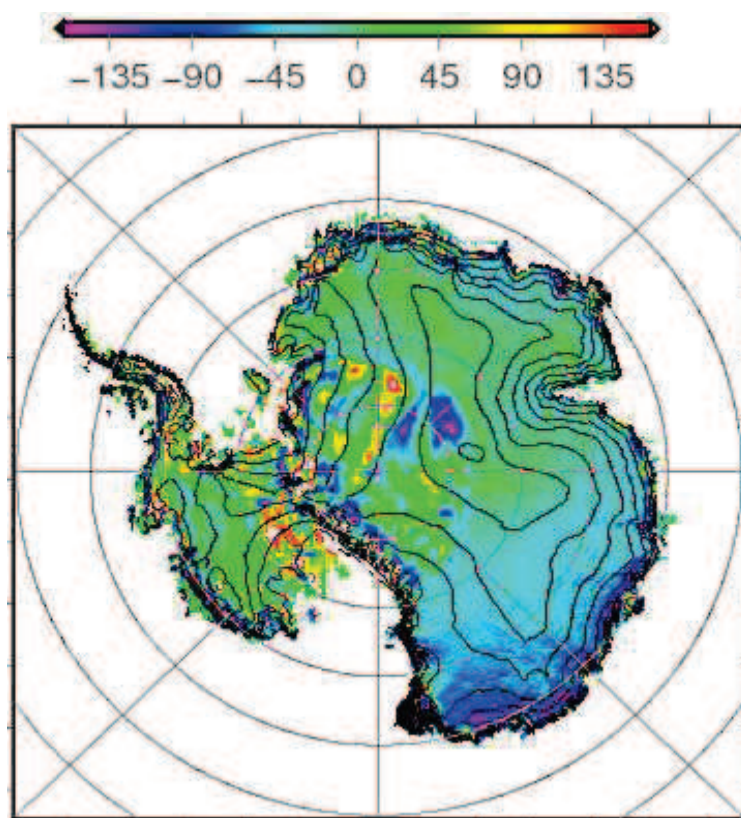


Figure 3 : Différence entre la surface de Rémy et Liu (Rémy - Liu)

Annexe D

Cette annexe est constituée des plusieurs cartes : différences de fleuves de glace autorisés entre les trois *DEM* pour les méthodes 1 et 2.

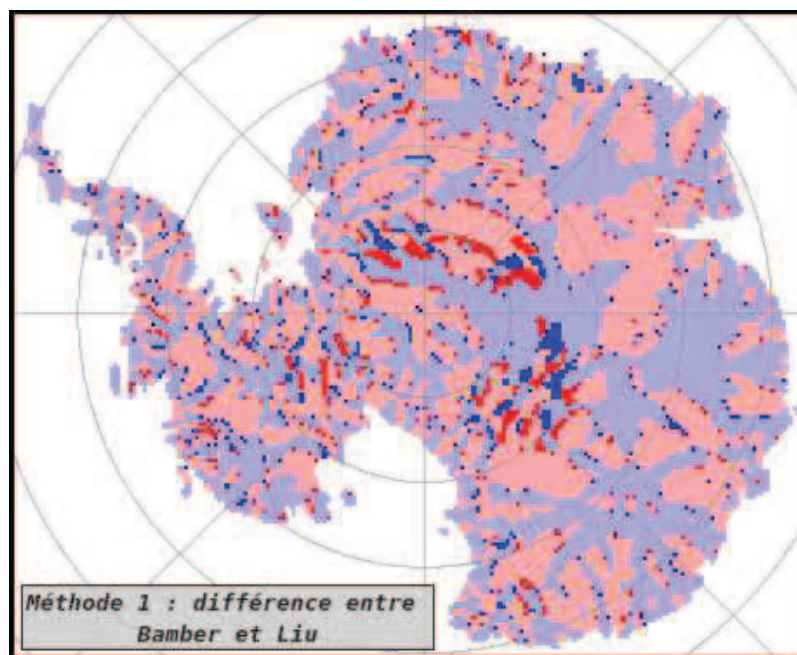


Figure 1 : Différence de fleuves autorisés entre la surface de Bamber et Liu. En bleu claire, glace posée dans les deux. En rose, fleuve autorisé dans les deux. En Bleu, fleuve autorisé dans Bamber et non en Liu. En rouge, fleuve autorisé dans Liu et non en Bamber.

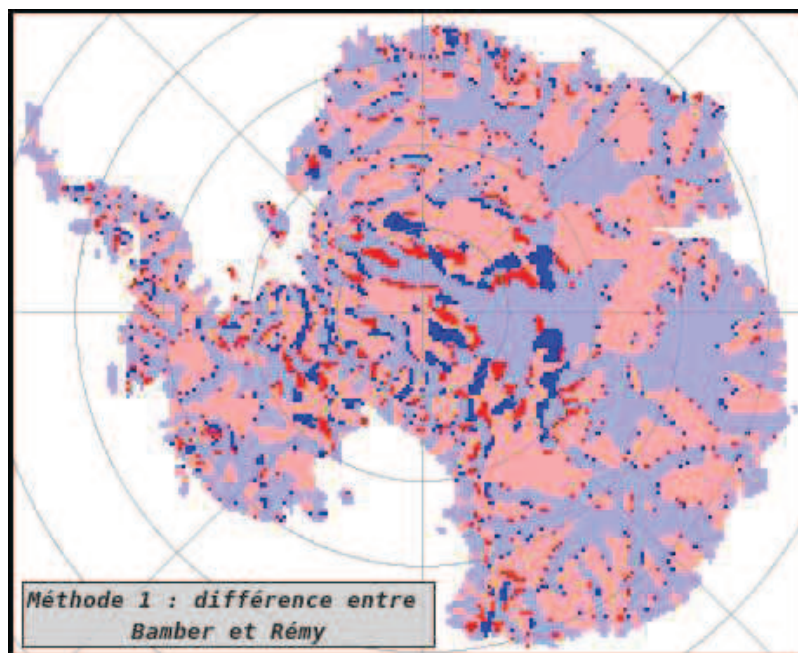


Figure 2 : Différence de fleuves autorisés entre la surface de Bamber et Rémy. En bleu claire, glace posée dans les deux. En rose, fleuve autorisé dans les deux. En Bleu, fleuve autorisé dans Bamber et non en Rémy. En rouge, fleuve autorisé dans Rémy et non en Bamber.

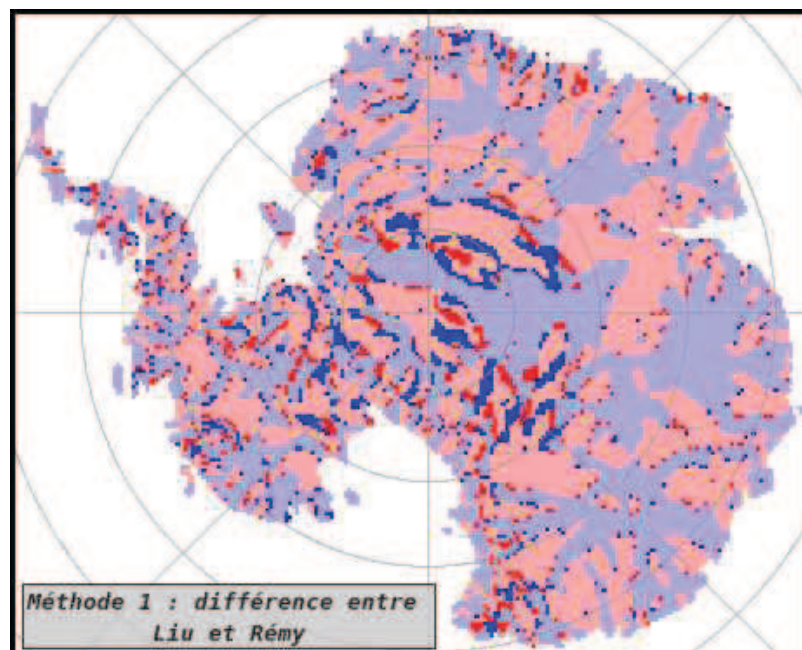


Figure 3 : Différence de fleuves autorisés entre la surface de Liu et Rémy. En bleu claire, glace posée dans les deux. En rose, fleuve autorisé dans les deux. En Bleu, fleuve autorisé dans Liu et non en Rémy. En rouge, fleuve autorisé dans Rémy et non en Liu.

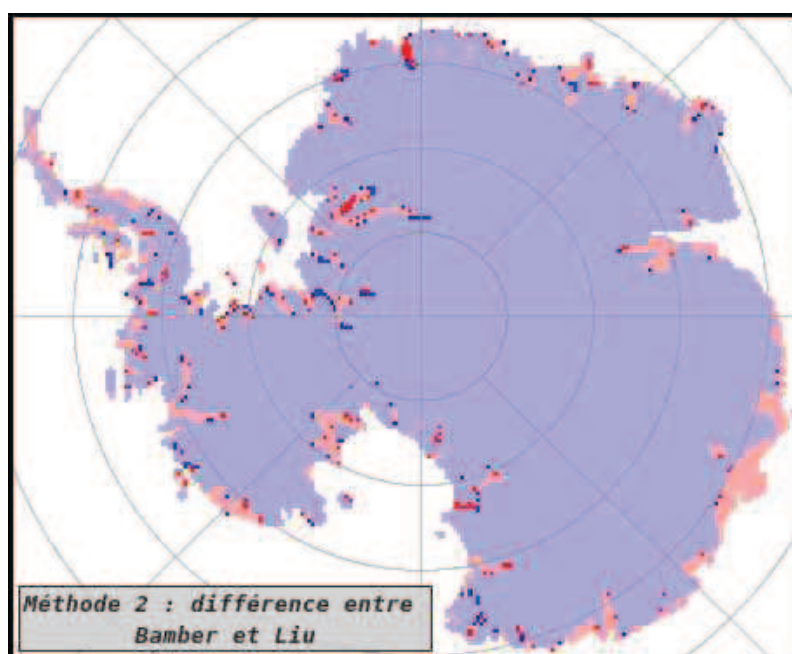


Figure 4 : Différence de fleuves autorisés entre la surface de Bamber et Liu. En bleu claire, glace posée dans les deux. En rose, fleuve autorisé dans les deux. En Bleu, fleuve autorisé dans Bamber et non en Liu. En rouge, fleuve autorisé dans Liu et non en Bamber.

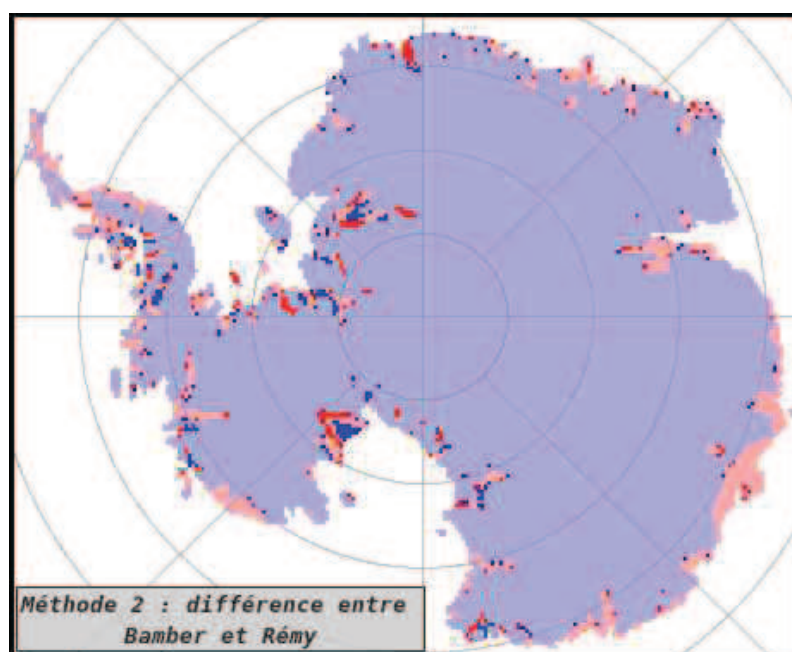


Figure 5 : Différence de fleuves autorisés entre la surface de Bamber et Rémy. En bleu claire, glace posée dans les deux. En rose, fleuve autorisé dans les deux. En Bleu, fleuve autorisé dans Bamber et non en Rémy. En rouge, fleuve autorisé dans Rémy et non en Bamber.

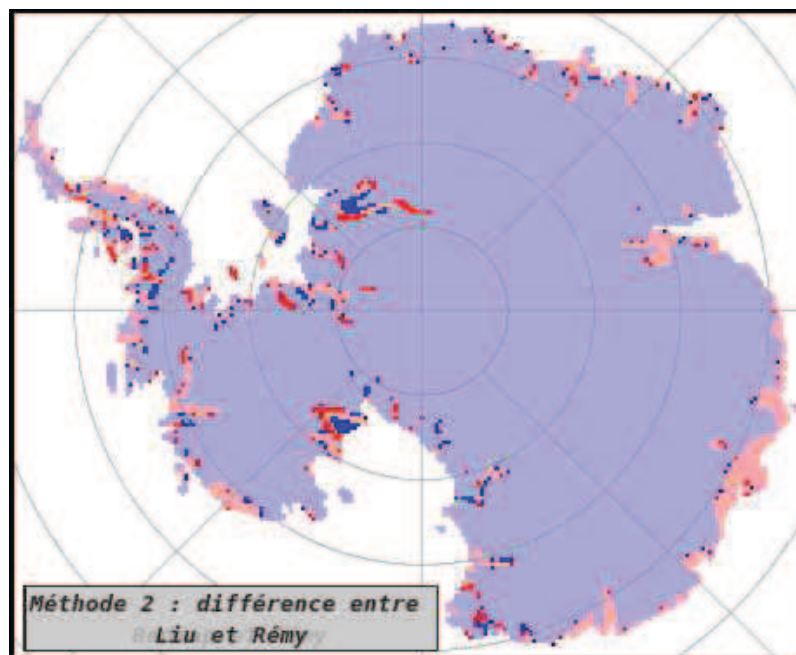


Figure 6 : Différence de fleuves autorisés entre la surface de Liu et Rémy. En bleu claire, glace posée dans les deux. En rose, fleuve autorisé dans les deux. En Bleu, fleuve autorisé dans Liu et non en Rémy. En rouge, fleuve autorisé dans Rémy et non en Liu.

Annexe E

Cette annexe est constituée des plusieurs cartes, la première représente le bruit blanc que nous avons ajouté au socle rocheux, ensuite nous présentons la carte du socle sans bruit et avec bruit.

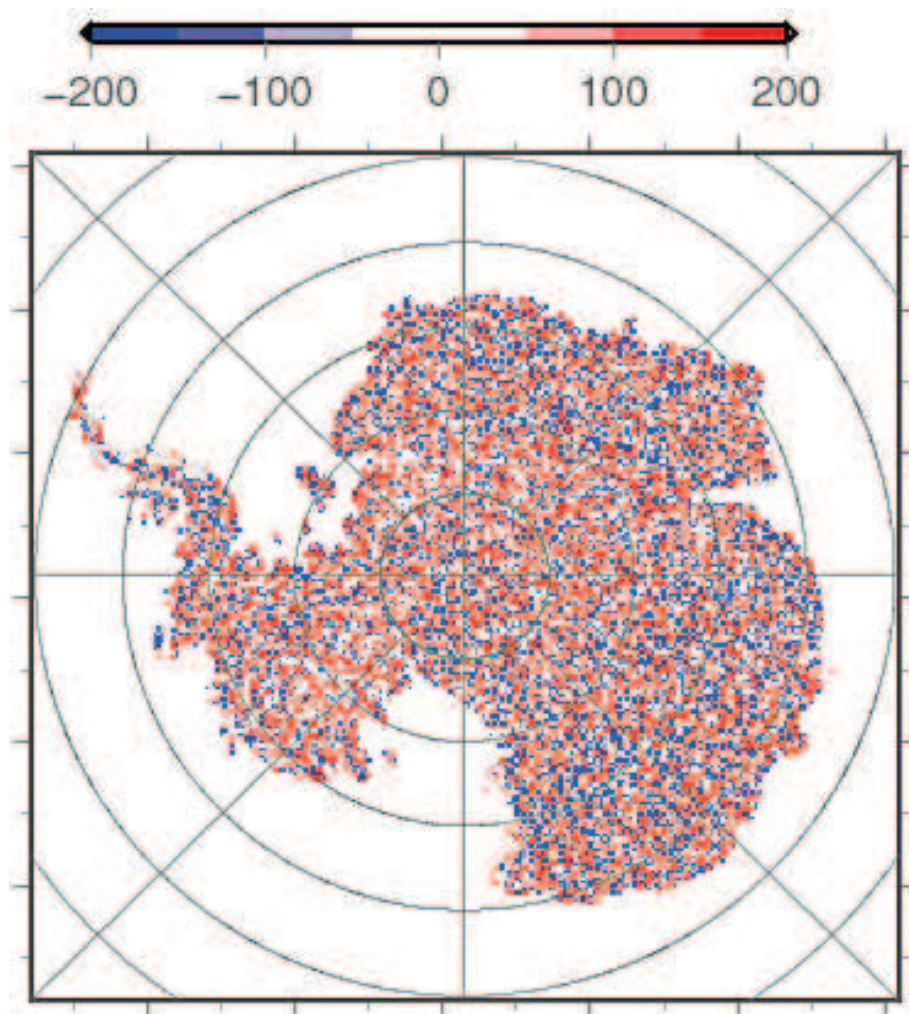


Figure 1 : Bruit blanc entre -200 et 200 mètres

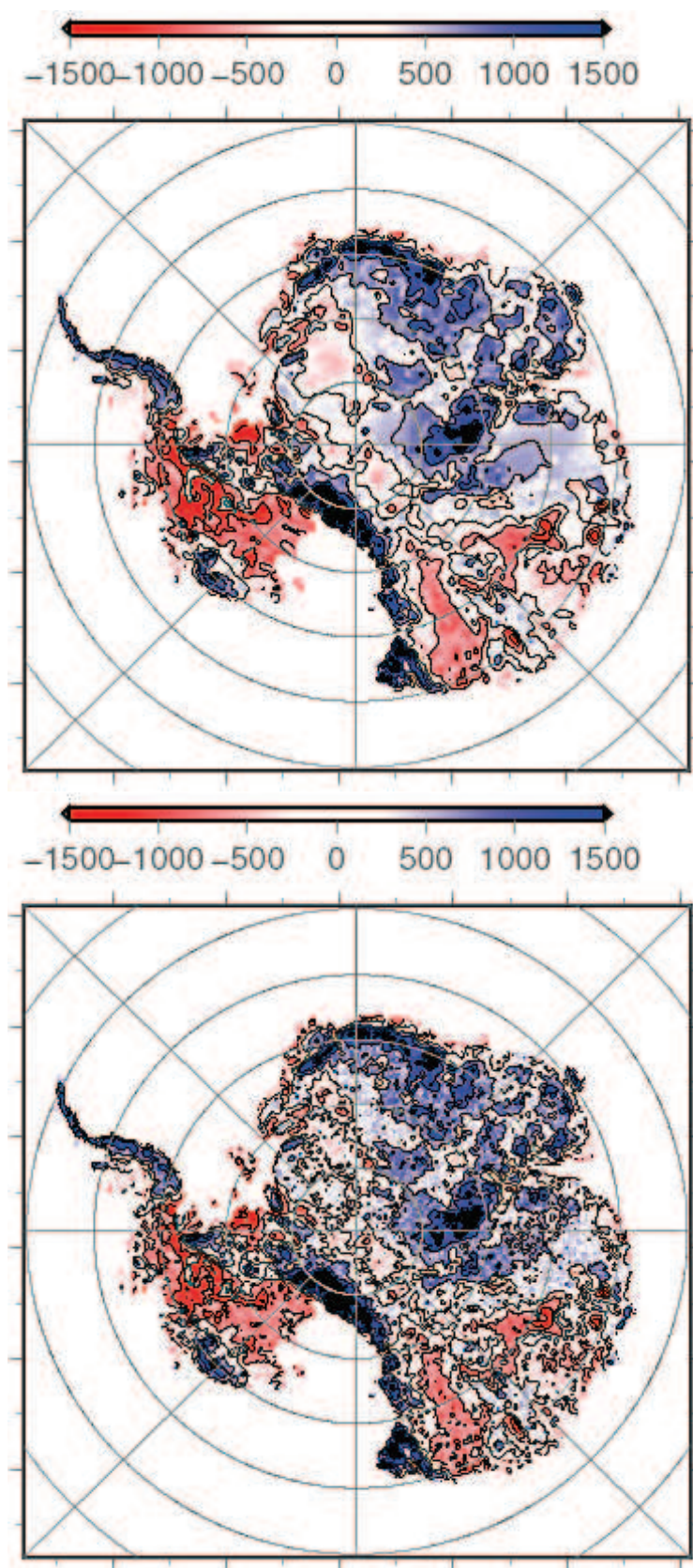


Figure 2 : en haut, socle rocheux sans bruit. En bas, socle rocheux avec bruit (m).
Nous avons élevée les plate-formes et la bathymétrie.

Annexe F

Liste des acronymes

| | |
|-----------|---|
| ADD | Antarctic Digital Database |
| AIS | Antarctica Ice Sheet |
| BAS | British Antarctic Survey |
| BEDMAP | BED Topographie of the Antarctic ice sheet |
| CISM | Comunity Ice Sheet Model |
| Crx | Courbure parallele à la plus grande pente de la surface |
| Cry | Courbure perpendiculaire à la plus grande pente de la surface |
| DEM | Digital Elevation Model |
| EPICA | European Project for Ice Coring in Antarctica |
| ERS1 | European Remote Sensing satellite 1 |
| ERS2 | European Remote Sensing satellite 2 |
| GLIMMER | Genie Land Ice Model with Multiply Enable Regions |
| GPS | Global Positioning System |
| GRISLI | Grenoble Ice Shelf and Land Ice |
| ICESat | Ice Cloud and land Elevation Satellite |
| IPCC | Intergovernmental Panel on Climate Change |
| LEGOS | Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiale |
| LGGE | Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement |
| NEAIS | North East Antarctica Ice Sheet |
| NICE | Network for Ice sheet and Climate Evolution |
| PISM | Paralel Ice Sheet Model |
| SEAIS | Sur East Antarctica Ice Sheet |
| SIA | Shallow Ice Approximation |
| SICOPOLIS | Simulation Code for POLythermal Ice Sheet |
| SIG | Système d'Information Géographique |
| SSA | Shallow Shelf Approximation |

Bibliographie

(Alley R et al., 2007), Ice-sheet mass balance:assessment, attribution and prognosis., J. Annals of Glaciology., Vol.46. 1 - 7

(Allison et al., 1982), Bedrock and ice surface topography of the coastal regions of Antarctica between 48°E and 64°E., Polard Record., 21,132. 241-252

(Bamber et Huybrechts, 1996), Geometric boundary conditions for modelling the velocity field., J. Annals of Glaciology., Vol. 23. 364 - 373

(Bamber J. et Bindshadler R., 1997), An improved elevation dataset for climate and ice-sheet modelling: validation with satellite imagery., J. Annals of Glaciology., Vol.25. 438-444.

(Bamber 1994), Digital elevation model of the Antarctic ice sheet derived from ERS-1 altimeter data and comparison with terrestrial measurements., Ann. Glaciol., Vol. 20. 48-54

(Bamber et al., 2008), A new 1km digital elevation model of the Antarctic., The Cryosphere Discussions., Vol.2. 811 - 841

(Bamber et al., 2000b), A comparison of balance velocities, measured velocities., J. Annals of Glaciology., Vol.30. 211 - 216

(Berthier et al., 2007), Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh., J. Remote Sensing of Environment., Vol.108(3). 327 - 338

(Bindshadler, 1983), The importance of pressurized subglacial water in separation and sliding., Journal of Glaciology., Vol.29(101). 3 - 19

(Bindshadler, R., 1983), The importance of pressurized subglacial water in separation and sliding., J. Glaciology., Vol.29. 3-19.

(Blatter, 1995), Velocity and stress fields in grounded glaciers., Journal of Glaciology., Vol.41(138). 333 - 344

(Borg S., DePaolo et Smith 1990), Isotopic structure and tectonics of the central Transantarctic mountain., J. Geophys. Res., Vol.95(B5). 6647-6667.

(Brenner et al., 1983), Slope induced errors in radar altimetry over continental ice

sheets., J. Geophys. Res., Vol. 88. 1617-1623

(Brisset et Rémy 1996), Antarctic topography and kilometre-scale roughness derived from ERS-1 altimetry., Annals of Glaciology., Vol. 23. 374-381

(British Antarctic Survey, (BAS), 1993), Scott Polar Research Institute, World Conservation Monitoring Centre, Antarctic digital database (User's Guide and Reference Manual)., Scientific Committee on Antarctic Research-Cambridge., xi. 156.

(Budd et al., 1984), A three-dimensional time-dependent model of the WAIS., J. Annals of Glaciology., Vol.5. 29 - 36

(Budd et Warner, 1996), A computer scheme for rapid calculations of balance-flux distributions., J. Annals of Glaciology., Vol.23. 21 - 27

(Bueler et al., 2007), Exact solutions to the thermomechanically coupled shallow-ice approximation., Journal of Glaciology., Vol.53(182).

(Bueler et Brown, 2009), Shallow shelf approximation as "sliding law" in a ice sheet model., J. Geophys. Res., Vol.114.

(Cazenave et al., 2009), Sea level budget over 2003-2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo., J. Global & Planetary Changes., Vol.65(1-2). 83 - 88

(Challinor A., et al., 2004), Design and optimisation of a large-area process-based model for annual crop., J. ELSEVIER Science., Vol.124. 99-120.

(Challinor et al., 2004), Design and optimisation of a large area process based model for annual crops., J. Science Direct., Vol.124. 99 120

(Chen J., et al., 2006b), Antarctic mass rates from GRACE., J. Geophys. Res. Lett., Vol.33.

(Church et al., 2001), Changes in sea level, in Climate Change 2001, Cambridge Univ. Press. 639 - 694

(Clarke, 2005), Subglacial processes., Annu. Rev. Earth Planet., Vol.33. 247 - 276

(Clarke, Nitsan et Paterson, 1977), Strain heating and creep instability in glaciers and ice sheets., J. Rev. Geophys., Vol.15. 235-247.

(De Fleurian Basile 2010), Développement d'un modèle d'hydrologie sous-glaciaire dédié à la simulation du glissement basal des glaciers., , , .

(DeConto R. et Pollard D., 2003), Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂., J. Nature., Vol.421.

(Drewry 1983), Surface of Antarctica ice sheet : Glaciological and Geophysical folio., Scott Polar Research Institute, Cambridge, edited by Drewry, D.J.,.

(Dumas, 2002), Thèse: Modélisation de l'évolution de l'Antarctique depuis le dernier

cycle glaciaire-interglaciaire jusqu'au future., Université Joseph Fourier., Grenoble - France.

(Durand et al., 2009), Marine Ice-sheet dynamics: Hysteris and Neutral equilibrium., J. Geophys. Res., Vol.-.

(Engelhardt H., 2004), Thermal regime and dinamic of the West Antarctic Ice Sheet., J. Annals of Glaciol., 39. 85-92

(Fabre A., 1997), Modélisation 3D de l'écoulement des calottes glaciaires ., Université Joseph Fourier., Grenoble - France.

(Fastook et Prentice, 1994), A finite element model of Antractica: Sensitivity test of meteorological., Journal of Glaciology., Vol.40. 167 - 175

(Fox et al., 2005), Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data., J. Science., Vol.309. 464 - 467

(Gladstone et al., 2010), Parameterising the grounding line in ice sheet models., The cryosphere Discussions., Vol.4. 1063 - 1105

(Glen J., 1955), The creep of polycrystalline ice., Proc. of Roy. Soc of Lond., Vol.228(Ser. A). 519 - 538

(Glen J., 1952), Experiments on the deformation of ice., Journal of Glaciology., Vol.2. 111 - 114

(Greve R., 2005), Relation of measured basal temperatures and the Geothermal flux., J. Annals of glaciology., Vol.42. 424 - 432

(Hansen I., et Greve R., 1996), Polithermal modelling of steady states of the Antarctic ice sheet., J. Annals of Glaciology., Vol.23. 382-387.

(Hindmarsh, 2004), A numerical comparison of approximations to the Stokes equations., J. Geophys. Res., Vol.109.

(Holt et al., 2006), New boundary conditions for the West Antarctic Ice Sheet: Subglacial topography of the Thwaites and Smith glacier catchments., J. Geophys. Res. Lett., Vol.33.

(Horwath et Dietrich 2009), Signal and error on masse change inferences from GRACE., Geophys. J. Int., Vol.177. 849 - 864

(Hughes, 1977), West Antarctic ice sheet., Rev. Geophys. Space Phys., Vol.15(1). 1 - 46

(Hulbe C., Rignot E., et MacAyeal D., 1998), Comparison of ice-shelf flow simulations with ice-front of Filchner-Ronne., J. Annals of Glaciology., Vol.27. 182-186

(Hulton et Mineter, 2000), Modelling self-organisation in ice streams., J. Annals of Glaciology., Vol.30. 127 - 136

(Hutter, 1983), Theoretical Glaciology, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

(Huybrecht P., 1990), A 3D model for the Antarctic ice sheet : A sensitivity study., J. Climate Dynamics., Vol.5. 79 - 92

(Huybrechts et Wolde., 1999), Dynamic response of Greenland and Antarctic ice sheet to climatic warming., Journal of Climate., .

(Huybrechts P., 1990), A 3D model for the Antarctic ice sheet: a sensitivity study on the glacial-interglacial contrast., Journal of climate., Vol.5. 79 -92

(Huybrechts et al. 2000), Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet., J. Annals of Glaciology., Vol.30. 52 - 60

(Huybrechts et Payne, 1996), The EISMINT benchmarks for testing ice-sheet models., J. Annals of Glaciology., Vol.23.

(Jenkins A., 2008), A one-dimensional model ice shelf-ocean interaction., Journal of Geophys. Res., Vol.101. 4071 - 4087

(Jenssen D., 1977), A three-dimensional polar ice-sheet model., J. Glaciology., Vol.18(80)..

(Joughin et al., 1997), Balance velocities of the Greenland ice sheet., J. Geophys. Res. Lett., Vol.24(23). 3045 - 3048

(Joughin et Tulaczyk, 2002), Positive Mass Balance of the Ross Ice Streams, West Antarctica., J. Science., Vol.295. 476 - 480

(Joughin I., et al., 2002), Changes in west Antarctic ice stream velocities: Observation and analysis., J. Geophys. Res. Solid Earth., Vol.107.

(Kamb et Echelmeyer 1886), Stress gradient coupling in glacier flow. I Longitudinal averaging of the influence of the ice thickness and surface slope., J. Glaciol., Vol. 32(111). 267-284

(Kennett, J.P., 1977), Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic oceans and their impact on global paleoceanography., J. Geophys. Res., Vol.82. 3843-3859.

(Kerr A. et Huybrechts P., 1999), Response of the EAIS to the evolving tectonic Transantarctic Mountains., J. Global and Planetary Change., Vol.23. 213-229

(King et Turner, 1997), Antarctic Meteorology and Climatology, Première édition Cambridge University Press. 1-409

(Langel R. et Hinze W., 1998), The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere, Cambridge press Cambridge Univ..

(Le Brocq et al., 2008), Subglacial topography inferred from ice surface terrain analysis., J. Geophys. Res. Lett., Vol.35.

(Le Broque et al., 2006), West Antarctic balance calculations: Impact of flux-routing algorithm., J. Computers & Geosciences., Vol.32. 1780 - 1795

- (Liu, H. et al., 1999), Development of Antarctic DEM by integrating cartographic and remotely sensed data: A GIS-based approach., J. Geophys. Res., Vol.104(23). 199-23,213
- (Lliboutry 1987), Very slow flow of solids : Basics of modelling in Geodynamics and Glaciology., Martinus, Nijhoff, Dordrecht, Netherland., . pp510
- (Llubes et al., 2006), Relation between basal condition, subglacial hydrological and Geothermal fl., J. Earth and Planetary Science lett, ELSEVIER., Vol.241. 655 - 662
- (Lythe, et al., 2001), BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica., J. Geophys. Res., Vol.106. 335 - 351
- (MacAyeal., 1989), Large-scale ice flow over a viscous basal sediment: ice stream B Antarctica., J. Geophys. Res., Vol.94(B4). 4071 - 4087
- (MacAyeal et al., 1996), An ice-shelf model test based on the Ross Ice Shelf Antarctica., J. Annals of Glaciology., Vol.23.
- (Mahaffy, M. W., 1976), A 3D Numerical Model of Ice Sheets: Test on the Barnes Ice Cap., J. Geophys. Res., Vol.81(6). 1059-1066
- (Marsiat et Bamber 1997), The climate of Antarctica in the UGAMP CGM : Sensitivity to topography., Ann. Glaciol., Vol. 25. 79-84
- (Mazo 1987), Effects of glacial erosion on the flow of ice sheet and the morphology of their beds., The physical basis of the ice sheet modelling., IAHS Publi n°170. 145-152
- (Meier et al., 2007), Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century., J. Science., Vol.317. 1064 - 1067
- Moore et King 2008: Moore P. et King, Antarctic ice mass balance estimates from GRACE, 2008
- (Morgan V., Jacka T., Akerman et Clarke, 1982), Outlet glacier and mass-budget studies in Enderby, Kemp Lans, Antarctica., J. Annals of Glaciology., Vol.3. 204-210
- (Morland, 1987), Unconfined ice-shelf flow in dynamics of the west of AIS, C. J Van dee Veen et Oerlemans. 99 - 116
- (Morland et Johnson, 1980), Steady motion of ice sheets., Journal of Glaciology., Vol.25(92). 229 - 246
- (Oerleman J. 2008), Minimal Glacier Models, .
- (Parish et al., 1993), The influence of large scale forcing on the katabatic wind regime at the Ad., J. Meteo and atm phys., Vol.51. 165 - 275
- (Partington et al., 1987), Mapping of Amery Ice Shelf, Antarctica, surface features by satellite altimetry., Ann. Glaciol., Vol. 9. 183-188
- (Paterson et Budd, 1982), Flow parameters for ice sheet modeling., J. Cold Reg. Sci.

Technol., Vol.6(2). 175 - 177

(Paterson, 1994), The Physics of Glaciers, 3rd edition Buetterworth-Heinemann, Oxford, UK. 474

(Pattyn F. 2010), Antarctic subglacial conditions inferred from hybrid ice sheet/stream model., J. Earth and Planetary Science Lett., Vol.-.

(Pattyn et al., 2006), Role of transition zones in marine ice sheet dynamics., Journal of Geophys. Res. Earth., Vol.111.

(Payne et al., 1995), Limit cycles in the basal thermal regime of ice sheets., J. Geophys. Res., Vol.100(B3). 4249 - 4263

(Peyaud, 2006), Thèse : Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires., Université Joseph Fourier., Grenoble - France.

(Pollack H., Hurter S. et Johnson J., 1993), Heat flow from the earth's interior: analysis of the global data set., Rev. Geophys., Vol.31(3). 267-280.

(Pollard D., DeConto R. et Nyblade A., 2005), Sensitivity of Cenozoic Antarctic ice sheet variations to geothermal flux., J. Glob. Planet. Change., Vol.49. 63-74.

(Ramillien et al., 2006), Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland., J. Global and Planetary Change., Vol.53. 198 - 208

(Reh N., 1991), Parametrization of melt and surface temperature on the Greenland Ice Sheet., J. Polarforschung., Vol.59(3). 113 - 128

(Rémy et Minster, 1997), Antarctica ice sheet curvature and its relation with ice flow and boundary conditions., J. Geophys. Res. Lett., Vol.24(9). 1039 - 1042

(Rémy et al., 2000), Ice sheet topography derived from satellite altimetry., Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences., Vol.330.

(Rémy et Frezzotti 2006), Antarctica ice sheet mass balance., Comptes Rendus Geoscience., Vol.338. 1084 - 1097

(Rémy et al., 2004), Subglacial hydrological networks in Antarctica and their impact on ice flow., J. Annals of glaciology., Vol.39.

(Rémy et Tabacco, 2000), Bedrock features and ice flow near the EPICA ice core site (Antarctica), J. Geophys. Res. Lett., Vol.27. 405 - 408

(Rémy et al., 2001), Ice sheet and satellite altimetry., Surveys in Geophysics., Vol.22. 1 - 29

(Rémy F., 2003), L'Antarctique: la mémoire de la Terre vue de l'espace, CNRS EDITIONS .

(Ridley et al., 1989), The topography and surface characteristics of the Larsen Ice Shelf

Antarctica, using satellite altimetry., J. Glaciol.,, Vol. 35. 299-310

(Rignot et al., 2008), Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry., J. Nature Geoscience., Vol..

(Ritz C., 1992), Thèse d'état : Un modèle thermo-mécanique d'évolution pour le bassin glaciaire Antarctique Vostok-Glacier Byrd: Sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus glaciaire Antarctique Vostok-Glacier Byrd., Université Joseph Fourier., Grenoble - France.

(Ritz et al., 1997), Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow., J. Clim. Dyn., Vol.13(1). 11 - 24

(Ritz et al., 2001), Modeling the evolution of AIS over the last 420 kys., J. Geophys. Res. Lett., Vol.106. 943 - 964

(Robinson A., et al., 2010), An efficient regional energy-moisture balance model for simulation of the Greenland Ice Sheet response to climate change., J. the Cryosphere., Vol.4. 129 - 144

(Rutt et al., 2009), The Glimmer community ice sheet model., J. Geophys. Res., Vol.114. 286

(Schafer, 2007), Modélisation de l'écoulement des glaciers tempérés ., Université Joseph Fourier., Grenoble - France.

(Schoof, 2007), Ice sheet grounding line dynamics : Steady states, stability., J. Geophys. Res., Vol.112.

(Sclater et al., 1980), Heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss earth., Rev. Geophys. Space Phys., Vol.18(1). 269-311

(Shapiro N et Ritzwoller M., 2004), Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model., J. Science Lett., Vol.223. 213-224

(Shepherd, A. and Wingham, D., 2007), Recent sea-level contributions of the Antarctic and Greenland ice sheets., J. Science., Vol.315. 1529-1532.

(Siergert et Ridley 1998), Determining basal ice-sheet conditions in the Dome C region of East Antarctica using satellite radar altimetry and radar-echo sounding., J. Glaciol., Vol. 44. 1-8

(Stone E., Lunt D., Rutt I., et Hanna E., 2010), The effect to more realistic forcings and boundary conditions on the modelled geometry and sensitivity of the Greenland ice-sheet., The Cryosphere Discussions., Vol.4. 233-285.

(Testut L., 2000), Apport de la topographie à l'étude des calottes polaires ., Université Toulouse III, Paul Sabatier., Toulouse - France.

(Testut et al., 2003), Comparison between computed balance velocities and GPS measurements., J. Annals of Glaciology., Vol.37. 337 - 343

(Thomas, 1979), The dynamics of marine ice sheet., *Journal of Glaciology.*, Vol.24(90). 167 - 177

(Thorne et al., 1987), Terrain analysis for quantitative description of zero-orderbasins., *J. Annals of Glaciology.*, Vol.30.

(Truffer et Fahnestockj, 2007), Satellite data show that ice sheets can change much faster than commonly., *J. Science.*, Vol.315. 1505 - 1510

(Tulaczyk et al., 1998), Sedimentary processes at the base of the West Antarctic ice Stream : constraints from textural and compositional properties ofsubglacial debris., *J. Sediment. Res.*, Vol. 68(3). 487-496.

(Van de Broeke et Bintanja 1995), The interaction of katabatics winds and formation of blue-ice in Antarctica., *Journal of Glaciology.*, Vol. 41. 395 - 407

(Vaughan et Bamber, 1998), Identifying areas low-profile ice sheet and outcrop damming in Antarctica., *J. Annals of Glaciology.*, Vol.27. 1 - 6

(Vaughan et Arthern, 2007), Climate change: Why is it hard to predict the future ofice sheets?., *J. Science.*, Vol.315. 1503 - 1504

(Velicogna et Wahr, 2006), Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica., *J. Science.*, Vol.311. 1754 - 1756

(Weertman 1974), Stability of the junction of an ice sheet and an ice-shelf., *Journal of Glaciology.*, Vol13(67). 3 - 11

(Weertman, 1957), On the sliding of glaciers., *Journal of Glaciology.*, Vol.3. 33 - 38

(Weis et al., 1999), Theory of shallow ice shelves., *J. Continuum Mech. Thermodyn.*, Vol.11(1). 15 - 50

(Ying M. et al., 2010), Enhancement factors for grounded ice and ice-shelf., *Journal of Glaciology.*, Vol.-.

(Zwally et al., 1997), Ice sheet topography, slopes, and flow directions from ERS altimetry (abstract)., *The 3rd Symposium, Euro Space Agency.*, Florence, Italy. March 18-27